L’effet de serre : c’est quoi ?

Culture Sciences de l’Ingénieur

Hélène HORSIN MOLINARO – Olivier VILLAIN

Édité le 15/11/2021

école normale supérieure paris–saclay

L’effet de serre est un mécanisme naturel qui permet la vie sur Terre. Il permet d’avoir une température moyenne de 15°C sur Terre compatible avec la présence d’eau liquide et donc de la vie telle que nous la connaissons. Sans cet effet de serre qui piège une partie des rayons infrarouges, la température moyenne sur Terre serait de –18°C. L'effet de serre naturel est principalement (72%) dû à la vapeur d'eau et aux nuages. Les contributions restantes sont dues aux gaz à effet de serre à longue durée de vie qui sont détaillés par la suite.

L’effet de serre résulte de l’influence de l’atmosphère sur les différents flux thermiques contribuant aux températures au sol de la Terre et plus généralement d’une planète. L’énergie thermique reçue à la surface de la Terre provient majoritairement du rayonnement solaire (une autre partie provient des désintégrations radiatives à l’intérieur du manteau et du lent refroidissement du cœur de la Terre). Une partie du rayonnement solaire est renvoyée par l’atmosphère (30% figure 1), une autre partie (20%) est absorbée. Environ 50% de l'énergie solaire parvient au sol et réchauffe la surface de la Terre. En raison de sa température (entre -40°C et +40°C), la surface de la Terre, elle, émet des rayonnements infrarouges selon la loi du déplacement de Wien[1]. Les rayons infrarouges repartent dans l’atmosphère mais des gaz présents dans celle-ci empêchent une partie de ces rayons infrarouges de repartir vers l’espace. Il est à noter que l’émission de rayonnement dépend de la température et non l’inverse. La concentration de gaz à effet de serre dans l’atmosphère déplace la température d’équilibre de celle-ci (et donc de la surface terrestre).



Figure1: Flux d’énergie entrants et sortants sur Terre, image extraite de la vidéo « Qu’est-ce-que l’effet de serre ? » d’un dossier « découvrir et comprendre » du CEA [1]

Contrairement à une idée reçue, la puissance lumineuse émise (sur l’ensemble des longueurs d’onde) est égale à chaque instant à la puissance lumineuse reçue du soleil (il n’y a pas

[1] Du nom de Wilhelm Wien (1864-1928) physicien allemand, prix Nobel de physique de 1911 pour ses découvertes sur les lois du rayonnement de la chaleur.

VISIT…

LANZAROTE Caliente.com

d'accumulation d'énergie et on ne devrait pas dire que l'effet de serre « piège » le rayonnement (infrarouge par exemple). On remarquera ainsi sur la figure 1 que la somme des flux énergétiques associés aux trois types de rayonnement repartant vers l'espace est bien égale à 100%, comme le flux provenant de l'espace.

Ce mécanisme est appelé effet de serre par similitude (supposée) de fonctionnement avec les vitres d'une serre. Le terme scientifique mesurant l'impact de certains facteurs affectant l'équilibre énergétique du système couplé Terre/atmosphère, qui contrôle la température à la surface de la planète, est le **forçage radiatif**. Les activités humaines rejettent, depuis le début de l'ère industrielle, de plus en plus de gaz qui augmentent artificiellement l'effet de serre. Les activités humaines augmentent l'effet de serre naturel dans de petites proportions (environ +1,5 %) et pourtant, il est le principal responsable de l'augmentation de la température moyenne de notre planète d'environ 0,5°C dans la seconde moitié du vingtième siècle [1].

Cette ressource, après un bref historique de la mise en évidence de l'effet de serre, présente le forçage radiatif et les gaz impliqués, puis s'attache à présenter les climats passés afin de comprendre le climat actuel et enfin comment les climats futurs sont modélisés et projetés.

1 – Petit historique de la mise en évidence de l'effet de serre

En 1774, Horace Bénédict de Saussure[2] invente l'*héliothermomètre*, instrument de mesure des effets calorifiques du rayonnement solaire. Il s'agit de boites en bois munies d'une face en verre et gainées intérieurement de liège noir. Saussure a pu mesurer une température maximale de 87,7 degrés Réaumur, soit 109,6°C.

Joseph Fourier[3], en 1824, propose une première amorce de l'effet de serre. Ses travaux sur la chaleur l'entraînent sur le constat que les gaz de l'atmosphère terrestre augmentent la température à sa surface. Dans un article publié dans les *Annales de Chimie et de Physique*, s'appuyant sur les expériences de Saussure, Fourier étudie les équilibres énergétiques des planètes. L'énergie reçue sous forme de rayonnement s'équilibre avec l'énergie perdue par radiation infrarouge, appelée alors *chaleur obscure*.





Figure 2 : Horace Bénédict de Saussure par Jens Juel[4] (1778) et Joseph Fourrier par Louis-Léopold Boilly[5] (début XIXe siècle), sources [2] et [3]

---

[2] Horace Bénédict de Saussure, (1740-1799), physicien, géologue, naturaliste et alpiniste suisse
[3] Jean Baptiste Joseph Fourier (1768-1830), mathématicien et physicien français
[4] Jens Jørgensen Juel (1745-1802), peintre danois
[5] Louis-Léopold Boilly (1761-1845), peintre et graveur français

Eunice Newton Foote[6] décrit en 1857, une expérience mesurant les températures internes de cylindres de verre exposés au soleil. Chacun étant rempli de mélanges gazeux différents, elle établit que le dioxyde de carbone (CO_2) retient particulièrement bien la chaleur et le réchauffement est accentué par sa présence. Son article *Circumstances affecting the heat of the sun's rays* (Circonstances affectant la chaleur des rayons du soleil) a été présenté à *l'Association américaine pour l'avancement des sciences*[7] par le professeur Joseph Henry[8], puisque les femmes n'y étaient pas autorisées. L'article est même écarté de la revue *Proceedings* de l'association rassemblant toutes les publications présentées lors de sa réunion annuelle sans exception ! La contribution scientifique majeure d'Eunice N. Foote est redécouverte en 2011. Eunice N. Foote est une militante et une des signataires de la *Convention de Seneca Falls*, première convention pour le droit des femmes aux États-Unis en 1848.

En 1861, John Tyndall[9] étudiant la transparence des gaz à la chaleur radiante, conclut que des modifications de la proportion des gaz dans l'atmosphère jouent un rôle essentiel dans l'évolution du climat. Celle-ci avait été mise en évidence une vingtaine d'années auparavant par Louis Agassiz[10] en observant, en Europe, des traces anciennes de glaciers beaucoup plus étendus.

Svante August Arrhenius[11] propose une première estimation de l'impact du niveau de dioxyde de carbone sur les températures terrestres. Pour comprendre et expliquer le cycle des glaciations, Arrhenius élabore une théorie reliant l'augmentation de la concentration du CO_2 atmosphérique à une augmentation sensible des températures terrestres en raison d'un « effet de serre ». Dans l'article *On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground* (De l'influence de l'acide carbonique dans l'air sur la température au sol), publié en 1896, il estime qu'un doublement du taux de CO_2 causerait un réchauffement d'environ 5°C et une réduction de moitié du CO_2 atmosphérique entraînerait une baisse de la température moyenne de la surface du globe de 4 à 5°C. Arrhenius s'attendait à ce que le taux de CO_2 double dans l'avenir (il misait sur l'exploitation du charbon pour surmonter la prochaine ère glaciaire due à l'orbite terrestre), cependant au rythme de son temps, d'après ses calculs cela devait prendre environ 3 000 ans ! On sait aujourd'hui qu'un doublement du taux de CO_2 entraînerait une augmentation de température beaucoup plus impactante que 5°C. Certains modèles envisagent par ailleurs une augmentation d'environ 5°C dès 2100 (scénario RCP 8.5 figure 20).

Robert Williams Wood[12], en 1909, introduit la terminologie de forçage radiatif, terme scientifique adopté par le GIEC[13]. Wood montre que le piégeage du rayonnement infrarouge par le verre n'est pas le principal mécanisme qui explique le fonctionnement d'une serre, mais démontre l'influence des composants de l'atmosphère dans le blocage des rayons infrarouges et donc sur le bilan thermique de la Terre. L'effet de serre reste néanmoins le terme utilisé, entré dans le vocabulaire usuel dans les années 1980. Au moment où les climatologues analysent l'impact du dioxyde de carbone, les premières alertes utilisent cette expression à l'image facilement compréhensible pour le grand public, même si le fond scientifique n'est pas nécessairement compris.

---

[6] Eunice Newton Foote (1819-1888), scientifique américaine
[7] Americain Association for the Advancement of Science (AAAS)
[8] Joseph Henry (1797-1878), physicien américain
[9] John Tyndall (1820-1893), scientifique et alpiniste irlandais
[10] Jean Louis Rodolphe Agassiz (1807-1873), botaniste, zoologiste Ichtyologiste et géologue américano-suisse
[11] Svante August Arrhenius (1859-1927), chimiste suédois, prix Nobel de chimie 1903
[12] Robert Williams Wood (1868-1955), physicien américain
[13] GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du climat ou IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change. Groupe créé en 1988, en vue de fournir des évaluations détaillées de l'état des connaissances scientifiques, techniques et socio-économiques sur les changements climatiques, leurs causes, leurs répercussions potentielles et les stratégies de parade. Le GIEC regroupe actuellement 195 états.

2 – Le forçage radiatif

Le GIEC utilise le terme de forçage radiatif pour évaluer l'impact de différents facteurs (les émissions de CO_2, l'albédo, les aérosols, etc.) sur le bilan énergétique de la Terre.

L'albédo du système Terre-atmosphère, dont la valeur est comprise entre 0 et 1, est la fraction de l'énergie solaire qui est réfléchie vers l'espace. L'albédo d'une surface est élevé si la surface est réfléchissante. Par exemple, l'albédo de la neige fraîche est en moyenne de 0,87, ce qui signifie que 87% de l'énergie solaire est réfléchie par ce type de neige et qu'en l'absence de neige (ou de glace) l'albédo diminue, l'énergie du soleil est alors moins renvoyée. Les éléments qui contribuent le plus à l'albédo de la Terre sont les nuages, les surfaces de neige et de glace et les aérosols (voir quelques valeurs dans le tableau 1). En moyenne l'albédo de la Terre est 0,31 [3].

Miroir parfait	1	Toitures claires	0,35 à 0,50	Forêts	0,10 à 0,20
Neige Fraîche	0,80 à 0,90	Sable léger sec	0,25 à 0,45	Toitures foncées	0,08 à 0,18
Glace	~ 0,60	Pierres claires	0,20 à 0,40	Bitume foncé	0,05 à 0,10
Nuage	0,50 à 0,80	Cultures, prairies	0,10 à 0,25	Corps noir parfait	0

Tableau 1 : Quelques valeurs d'albédo pour différentes surfaces sur Terre, source [4]

D'après la définition du GIEC, le **forçage radiatif** est « *l'équilibre entre le rayonnement solaire entrant et les émissions de rayonnements infrarouges sortant de l'atmosphère* ». Le forçage radiatif se mesure en W/m² [4].

Le rayonnement solaire, c'est-à-dire l'ensemble des **ondes électromagnétiques émises par le Soleil**, est composé d'ultraviolets (UV), de lumière visible et de **rayonnement infrarouge** (IR) (figure 3). Ce dernier est donc un rayonnement électromagnétique de même nature que la lumière visible, mais dont les longueurs d'onde sont trop grandes pour être perceptibles par l'œil humain. L'existence d'un rayonnement infrarouge a été mise en évidence en 1800 par William Herschel[14] en déplaçant un thermomètre dans les rayons lumineux colorés issus d'un prisme de verre afin de mesurer la chaleur propre de chaque couleur. Il découvrit alors du côté du rouge, au-delà de la limite de la lumière visible, la présence d'une chaleur marquée [5].

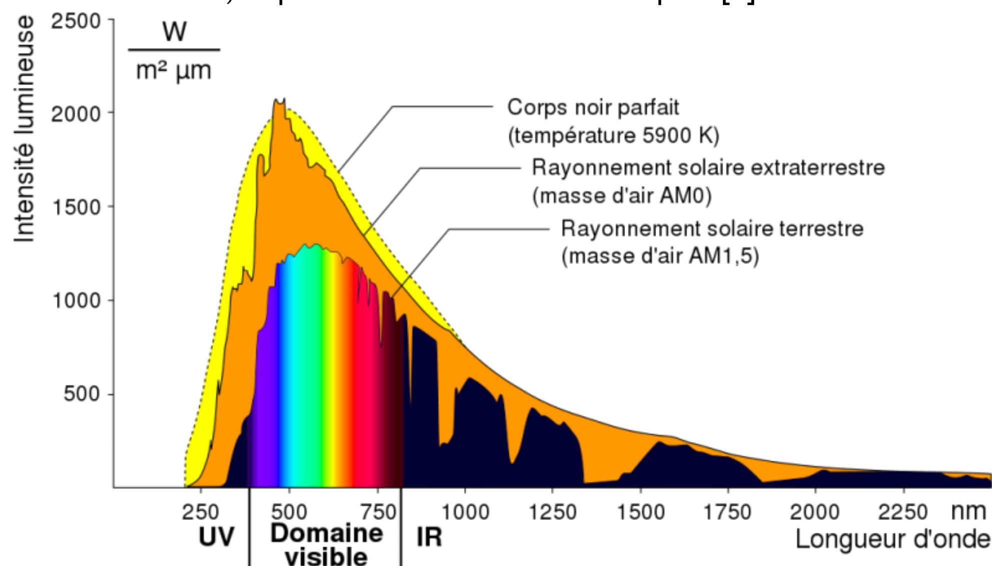


Figure 3 : Spectre d'irradiance solaire en fonction de la longueur d'onde au sommet de l'atmosphère (appelée AM_0) et au niveau de la mer (appelée $AM_{1.5}$), source [6]
La différence de rayonnement s'explique par le phénomène d'absorption par les molécules présentes dans l'atmosphère.

[14] William Herschl (1738-1822), astronome et musicien britannique

Le forçage radiatif mesure l'impact de certains facteurs affectant l'équilibre énergétique du système couplé Terre/atmosphère qui contrôle la température à la surface de la planète. Le terme *radiatif* indique que ces facteurs modifient l'équilibre entre le rayonnement solaire entrant et les émissions de rayonnement infrarouge sortant de l'atmosphère. Le forçage radiatif est généralement quantifié comme *le taux de transfert d'énergie par unité surfacique du globe, mesuré dans les hautes couches de l'atmosphère*.

Un forçage radiatif causé par un ou plusieurs facteurs est dit positif lorsqu'il entraîne un accroissement de l'énergie du système Terre/atmosphère et donc le réchauffement du système. Dans le cas inverse, un forçage radiatif est dit négatif lorsque l'énergie va en diminuant, ce qui entraîne le refroidissement du système. Le forçage radiatif est en outre défini comme le changement par rapport à l'année 1750 (ou quelques fois par rapport à des années postérieures, par exemple 1880 pour la figure 5) et se rapporte à une valeur moyenne annuelle à l'échelle du globe [7].

La compréhension de l'influence du réchauffement et du refroidissement d'origine anthropique (liés aux activités humaines) sur le climat s'est améliorée permettant d'avancer avec une confiance très élevée que l'effet des activités humaines depuis 1750 a été un forçage positif net de +1,6 [+0,6 à +2,4] W/m^2 (figure 4).

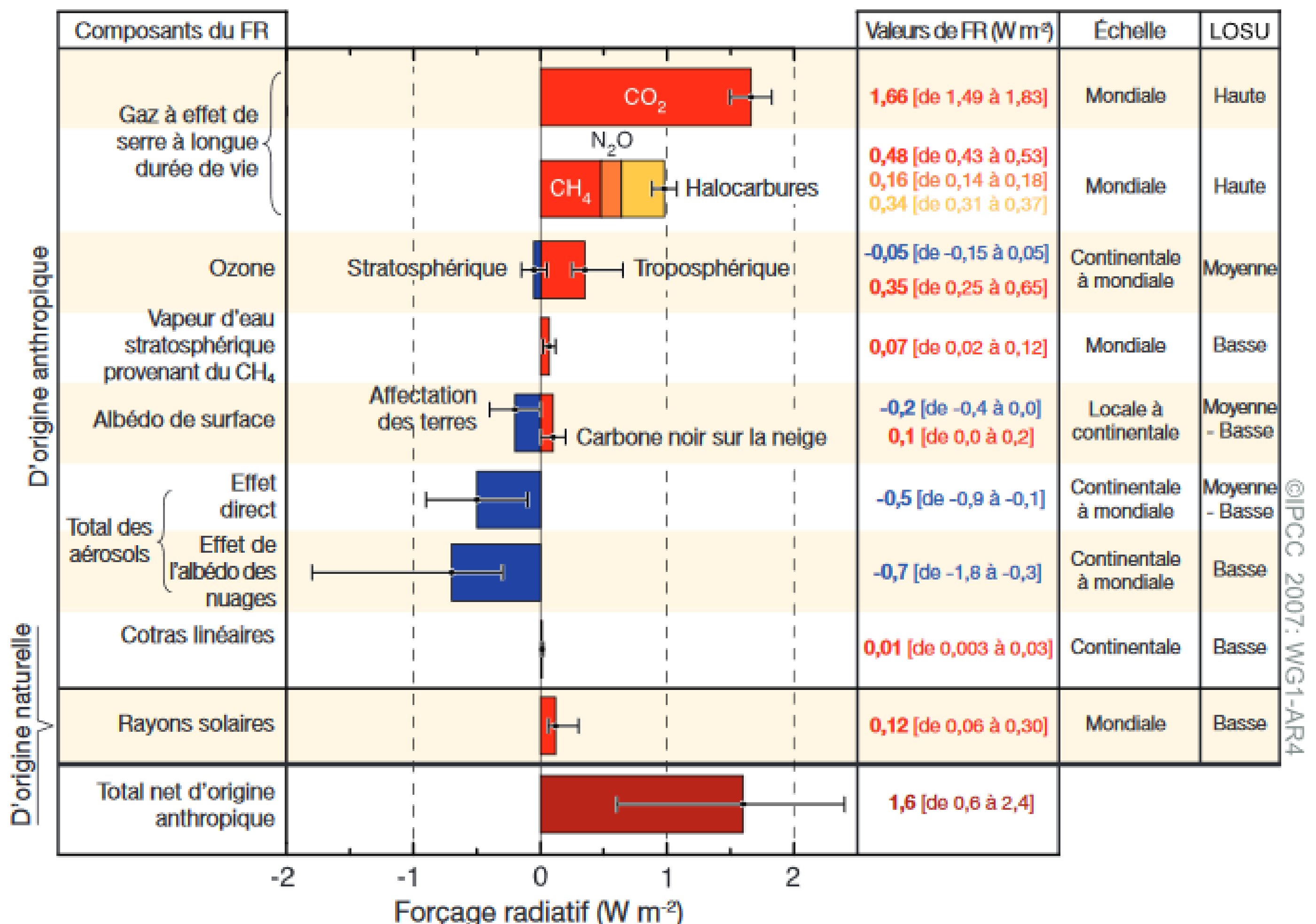


Figure 4 : Forçages radiatifs moyens à l'échelle mondiale depuis 1750 et leurs intervalles de confiance de 90% en 2005 pour divers agents et mécanismes, source [8]
LOSU : niveau de compréhension scientifique indiquant le niveau de confiance scientifique.
Sur le forçage radiatif dû au rayonnement solaire, on pourra consulter [9].

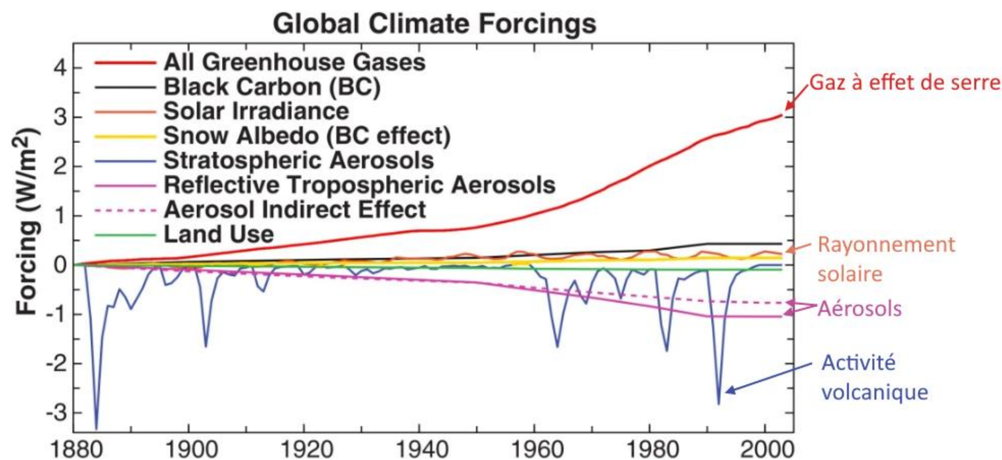


Figure 5 : Influences respectives sur le climat des facteurs naturels et anthropiques de1880 à 2005 (1880 étant la référence de comparaison, le forçage est considéré nul à cette date), source [10]

Le forçage radiatif global est en augmentation croissante depuis le début de l'ère industrielle. La figure 6 retrace l'évolution des 40 dernières années du forçage radiatif en fonction de la présence des principaux gaz à effet de serre. On note que le CO_2 est le plus impactant.

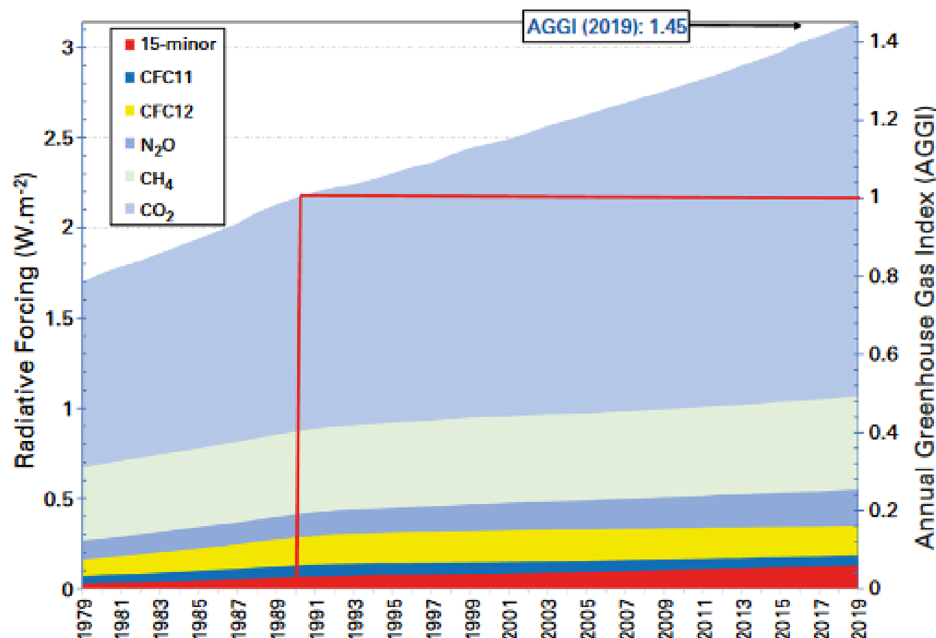


Figure 6 : Évolution du forçage radiatif global, par rapport à 1750 (i.e. AGGI = 0 en 1750), par les principaux gaz à effet de serre à longue durée de vie de 1979 à 2019, source [11]
Annual Greenhouse Gas Index, indice annuel des gaz à effet de serre, AGGI =1 en 1990.

3 – Quels sont les gaz impliqués ?

Naturellement les gaz les plus abondants participant au forçage radiatif sont la vapeur d'eau (55%) et le dioxyde de carbone. La teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère n'a pas été modifiée de manière importante par les activités humaines. En revanche, les combustions des matières fossiles (pétrole, charbon, gaz) extraites des sous-sols de la Terre, depuis le début de la révolution industrielle du milieu du XVIII^{e} siècle, ont fortement accentué les concentrations du dioxyde de carbone depuis le début de l'ère industrielle [1].

Le CO_2 (dioxyde de carbone), le CH_4 (méthane) et le N_2O (Protoxyde d'azote), ainsi que le CFC-12 et le CFC-11 (gaz fluorés) représentent environ 96% du forçage radiatif dû aux gaz à effet de serre de longue durée (figure 7) [8]. Pour comparer et surtout pondérer l'impact de ces gaz sur le climat, les émissions des différents gaz à effet de serre peuvent être exprimées en $eqCO_2$ (équivalent CO_2).

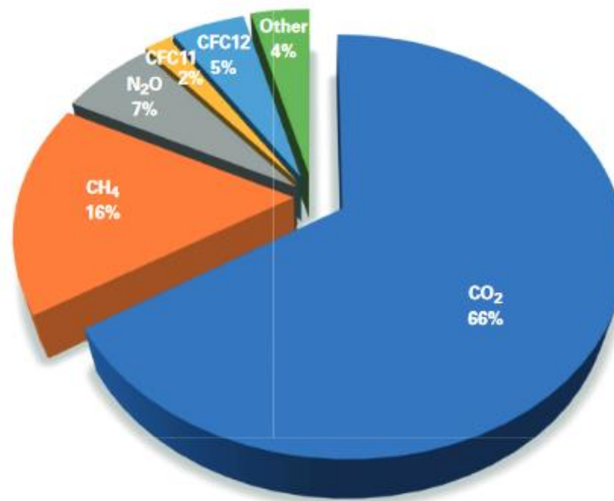


Figure 7 : Contribution des principaux gaz à effet de serre à longue durée de vie à l'augmentation du forçage radiatif mondial de l'ère préindustrielle à 2019, source [11]

Le CO_2 produit par l'utilisation des combustibles fossiles et du bois a une composition isotopique (voir la rubrique sur les isotopes page 10) différente du CO_2 de l'atmosphère (pour en savoir plus on peut se référer à l'article *Expliquer avec réalisme la variabilité du climat* de Jean-Louis Pinault [12]). Ainsi on peut affirmer que l'augmentation récente est liée aux activités humaines. La concentration de CO_2 atmosphérique est passée de 280 ppm (partie par million) avant 1750 à près de 410 ppm actuellement [13].

Les gaz à effet de serre n'absorbent le rayonnement qu'à certaines longueurs d'onde et sont transparents pour d'autres. Les modèles d'absorption de la vapeur d'eau (pics bleus figure 8) et du dioxyde de carbone (pics roses) se chevauchent dans certaines longueurs d'onde. Le dioxyde de carbone n'est pas un gaz à effet de serre aussi puissant que la vapeur d'eau, mais il absorbe l'énergie dans des longueurs d'onde plus grandes (12-15 micromètres) que la vapeur d'eau ne le fait, fermant partiellement la « fenêtre » à travers laquelle la chaleur rayonnée par la surface s'échapperait normalement dans l'espace [14].

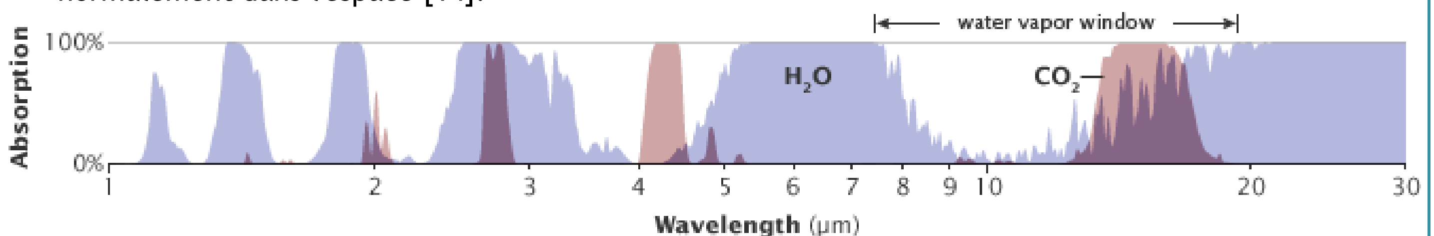


Figure 8 : Profils d'absorption de la vapeur d'eau (pics bleus) et du dioxyde de carbone (pics roses), source [14]

Reprenons les quatre principaux gaz à effet de serre et regardons comment les activités humaines impactent leurs teneurs :

- Le dioxyde de carbone ou CO_2 est généré par la combustion des combustibles des ressources fossiles, par certains procédés industriels et par la déforestation. Tous les secteurs sont émetteurs de CO_2, aussi bien les transports, que le bâtiment ou la consommation des ménages, et bien sûr la production d'énergie et l'industrie d'une façon générale.
- Le méthane ou CH_4 est d'origine anthropique et également naturelle (zones humides, dégel du pergélisol[15], etc.). Environ 60% sont émis par les activités humaines comme l'élevage des

[15] (Permafrost en anglais) Sol dont la température en profondeur se maintient en dessous de 0°C pendant plus de 2 ans. Cela représente 20% de la surface terrestre, mais 90% du Groenland, 80% de l'Alaska et 50% du Canada ou de la Russie.

bovins, les déjections animales, certaines cultures agricoles comme le riz, la mise en décharges des déchets organiques.

- Le protoxyde d'azote ou N_2O provient en grande majorité de pratiques agricoles par la transformation des produits azotés (engrais, déjections animales, résidus de récolte) et peut être émis par les procédés industriels, principalement par les industries des engrais. Son pouvoir sur l'effet de serre est 298 fois plus élevé que celui du CO_2.
- Les gaz fluorés, d'origine essentiellement anthropique, sont utilisés dans la réfrigération ou l'air conditionné, les mousses isolantes et les aérosols, l'industrie des semi-conducteurs.

Les mesures annuelles de concentrations moyennes mondiales de CO_2, CH_4 et N_2O indiquent leur augmentation constante depuis le début de l'ère industrielle :

	CO_2	CH_4	N_2O
Concentration moyenne mondiale en 2019	410,5 ± 0,2 ppm	1 877 ± 2 ppb	332,0 ± 0,1 ppb
Concentration en 2019 par rapport à l'année 1750*	**148 %**	**260 %**	**123 %**
Augmentation en valeur absolue entre 2018 et 2019	2,6 ppm	8 ppb	0,9 ppb
Augmentation en % entre 2018 et 2019	0,64	0,43	0,27
Augmentation annuelle moyenne en valeur absolue depuis 10 ans	2,37 ppm/an	7,3 ppb/an	0,96 ppb/an

Tableau 2 : Concentration moyenne mondiale de CO_2, CH_4 et N_2O en 2019 et comparaison, source [11]
**En prenant une fraction molaire préindustrielle de 278 ppm (partie par million) pour le CO_2, 722 ppb (partie par milliard) pour le CH_4 et 270 ppb pour le N_2O.*

Les gaz à effet de serre sont peu à peu désintégrés dans l'atmosphère, mais à des vitesses très différentes. Ils sont donc caractérisés par des durées de vie très différentes (figure 9). Afin de pondérer leur capacité à participer à l'effet de serre à court terme par leur durée de vie sur le long terme, on a caractérisé chaque gaz par un **pouvoir de réchauffement global** (ou PRG).

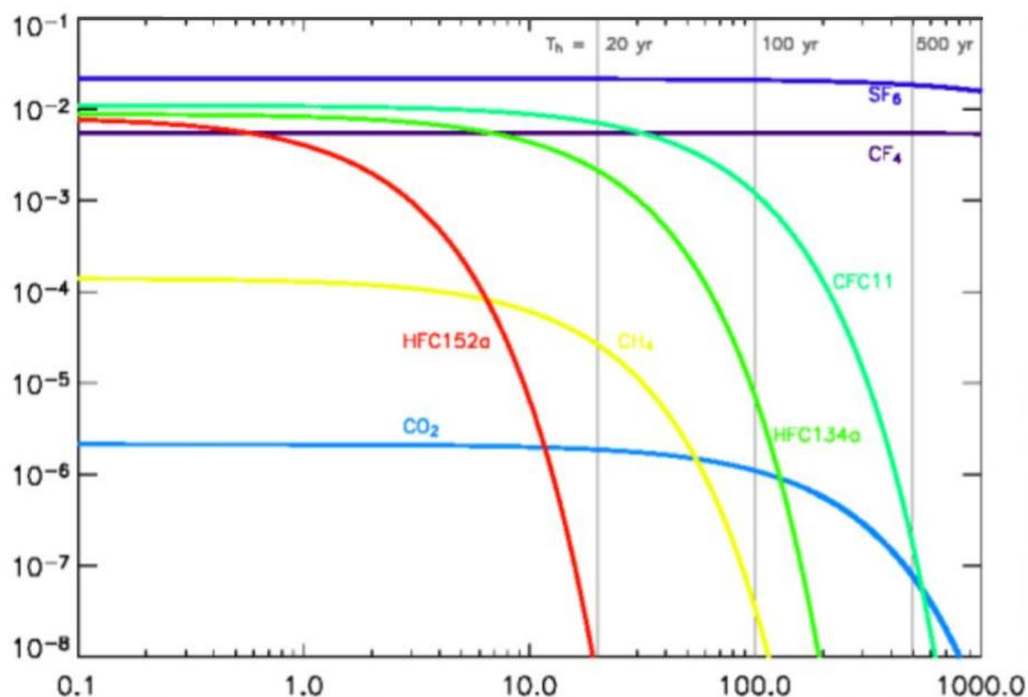


Figure 9 : Forçage radiatif résiduel au cours du temps d'une tonne de gaz émise à l'instant t=0, source D. Hauglustaine, LSCE

Le PRG est calculé sur un siècle et pour une quantité donnée du gaz, il est exprimé en valeur relative par rapport au CO_2. Ainsi le PRG du CH_4, par exemple, est environ de 25, donc à quantité équivalente, le méthane produit, sur un siècle, un effet de serre 25 fois supérieur à celui du CO_2. Le PRG du N_2O est environ 298 fois celui du CO_2, ainsi à quantité équivalente le protoxyde d'azote produit un effet de serre 298 fois supérieur à celui du CO_2. Les gaz fluorés ont des PRG de 1 300 à 23 000.

Notons que le CO_2 est beaucoup plus abondant dans l'atmosphère que le CH_4 ou le N_2O (voir tableau 2, respectivement 220 et 1240 fois), ce qui implique sa responsabilité plus grande dans l'augmentation du déséquilibre du forçage radiatif lié aux activités humaines. C'est en plus un effet à long terme car il s'accumule dans l'atmosphère où sa durée de vie est longue [1]. En effet il faut attendre environ un siècle avant que le CO_2 commence à être évacué de l'atmosphère de façon significative. Le CH_4 a une durée de séjour dans l'atmosphère plus courte de l'ordre de la douzaine d'année, le N_2O plus longue de l'ordre de 120 ans.

Les émissions de gaz à effet de serre d'origine anthropique ont largement augmenté entre 1970 et 2010, avec une hausse de plus en plus rapide. Entre 2000 et 2010, les émissions de gaz à effet de serre ont augmenté de 2,2%/an, ce qui est considérablement plus que le 1,3%/an sur la période 1970-2000 [15].

4 – La mémoire climatique : les archives de la Terre

Le climat de la Terre à son tout début (4,5 milliards d'année) reste mystérieux. Sur la toute jeune planète, les atomes plus lourds (fer et nickel) sont tombés en son centre sous l'effet de la pesanteur, de plus légers (silicium, aluminium) sont restés en surface dans la future croûte terrestre et les plus légers (carbone, oxygène sous forme de CO_2) ont formé l'atmosphère primitive. Il régnait alors probablement un climat très chaud (entre 30 et 100°C) [13].

Les premières formes de vie capable de photosynthèse datent de 2,4 milliards d'année. Ces cyanobactéries ont fixé le CO_2 et libéré l'oxygène, changeant ainsi la composition de l'atmosphère. Sur le dernier million d'années, la Terre a connu de longues périodes froides (100 000 ans) entrecoupées de phases plus chaudes et plus courtes (10 000 à 20 000 ans) [13]. Comment a-t-on pu reconstituer l'histoire sur climat terrestre ? Les variations du climat depuis 800 000 ans sont enregistrées dans les glaces de l'Antarctique que l'on analyse après carottages.

La composition des cristaux de glace est légèrement différente selon leur température de formation. Ainsi dans la molécule d'eau, H_2O, deux atomes d'hydrogène pour un seul atome d'oxygène, les proportions des différents isotopes de l'hydrogène et de l'oxygène varient avec la température. On retrouve également dans la glace de nombreuses bulles d'air emprisonnées au moment de sa formation. La composition de cet air emprisonné permet ainsi de retrouver l'histoire de la composition de l'atmosphère avec les différents gaz présents [16].

Qu'est-ce qu'un isotope ? [16]

Un atome se compose de deux parties différentes : un noyau chargé positivement représentant quasiment toute la masse, concentrée en un très petit volume et un certain nombre d'électrons négatifs gravitant autour du noyau et dont le nombre fixe les propriétés chimiques de l'atome. On appelle *isotopes* des atomes ayant le même nombre d'électrons mais des noyaux de masses légèrement différentes.

L'oxygène possède 3 isotopes stables. L'oxygène-16 dont le noyau comporte 8 protons et 8 neutrons est le plus abondant, il représente en moyenne 99,758% des atomes. Avec respectivement 1 et 2 neutrons de plus les isotope-17 et isotope-18 ne représentent que 0,0373% et 0,2039% des atomes. Depuis H. Urey, prix Nobel de chimie en 1934, on sait que tous les échanges qui se produisent dans le cycle de l'eau et des organismes vivants sont accompagnés de fractionnements isotopiques. Ainsi, lorsque l'eau s'évapore depuis la surface de la mer, l'oxygène-18, moins volatile que l'oxygène-16 (car plus lourd) est appauvri dans la phase vapeur d'environ 1%. Quand la vapeur se condense, les mêmes causes entraînent un enrichissement en oxygène-18 de la phase condensée, donc un appauvrissement supplémentaire de la vapeur non condensée. La vapeur émise dans les régions tropicales parvient donc dans le névé antarctique très appauvrie en oxygène-18, d'environ 5%.

Cet effet est suffisant pour que, lors d'une époque glaciaire, l'accumulation sur les continents de glace pauvre en oxygène-18 entraîne par contraste un enrichissement de tous les océans de cet isotope. La composition isotopique de la glace peut être reliée à sa température de formation. On peut donc distinguer sur une grande épaisseur de glacier, les couches formées en été ou en hiver et en comptant ces couches à partir de la surface, trouver l'âge de la couche analysée. Les différences qui caractérisent les saisons se retrouvent également, à plus longue échelle de temps, pour distinguer les périodes glaciaires et interglaciaires et reconstituer l'évolution du climat des régions polaires.

Ce même effet d'enrichissement en oxygène-18 de tous les océans se détecte également dans les coquilles des micro-organismes marins morts et sédimentés dans les fonds marins que l'on sait également carotter. Le tri des squelettes des différentes espèces planctoniques (la composition du plancton est fonction de la température de la mer) puis l'analyse de leur composition isotopique permet de déduire l'évolution des températures, la succession des périodes climatiques de la planète. Le carbonate des coquilles ayant pour formule chimique CO_3Ca, 1 atome de carbone pour 3 atomes d'oxygène, on retrouve plusieurs isotopes : carbone-12, carbone-13, carbone 14 qui est un isotope radioactif, et oxygène-16, oxygène-17 et oxygène-18.

L'air extrait des carottages de glace est analysé, la concentration et la composition isotopique du dioxyde de carbone et du méthane sont mesurées. La composition des isotopes permet de déterminer la température. Les niveaux de dioxyde de carbone dans l'atmosphère ont une corrélation étroite avec la température au cours des 800 000 dernières années. En dehors des deux derniers siècles, les changements de température ont été provoqués par des variations de l'orbite terrestre. Lors des périodes d'augmentation des températures mondiales, du CO_2 a été libéré dans l'atmosphère, ce qui, à son tour, a réchauffé la Terre [17].

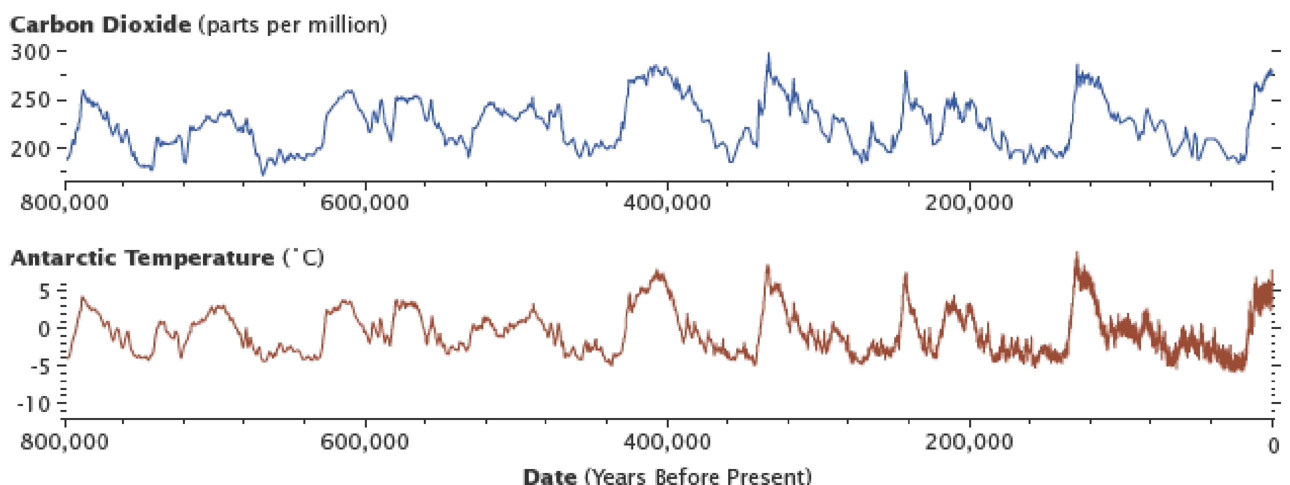


Figure 10 : Corrélation du niveau du CO_2 et de la température terrestre au cours des 800 000 dernières années, graphique de Robert Simmon utilisant les données de Lüthi et al., 2008, et Jouzel et al., 2007, source [17]

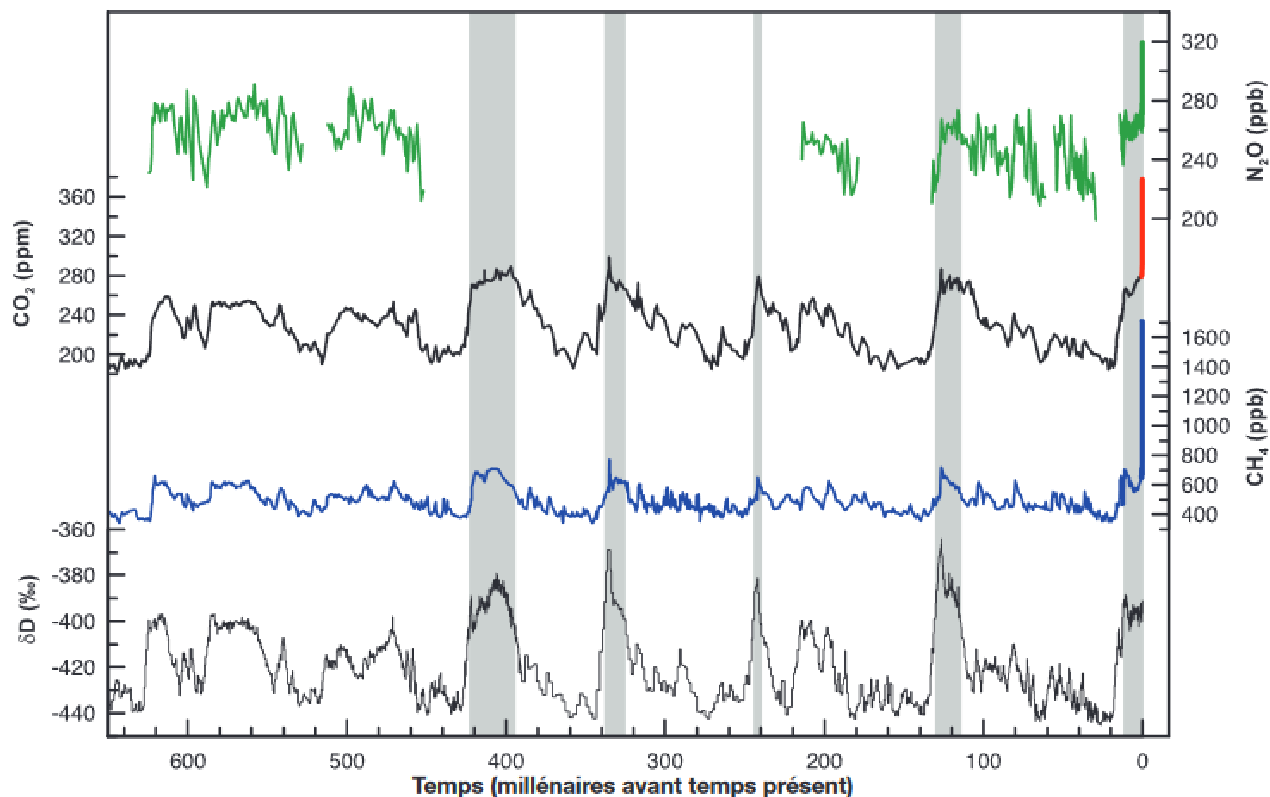


Figure 11 : Variations de la concentration de deutérium (δD) dans les glaces de l'Antarctique (indicateur représentatif de la température locale) et concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre : dioxyde de carbone (CO_2), méthane (CH_4) et protoxyde d'azote (N_2O) dans l'air emprisonné des glaces. Ces données, issues des carottages glaciaires, couvrent 650 000 années (les bandes grisées indiquent les périodes interglaciaires (chaudes), source [8]

L'époque actuelle est à droite sur les graphiques des figures 10 et 11, en se déplaçant vers la gauche on remonte le temps. La période actuelle interglaciaire (ou chaude) dure depuis 15 à 20 000 ans. Avant, la Terre connaissait depuis plus de 100 000 ans une période glaciaire. Il y a 125 000 ans, il régnait un climat analogue à celui actuel. Ces variations se reproduisent régulièrement, tous les 100 000 ans environ. Depuis 3 millions d'années, le climat de la Terre est une alternance de climats glaciaires longs et interglaciaires de beaucoup plus courtes durées. Ces résultats corroborent la *théorie astronomique du climat* du physicien yougoslave Milutin Milanković (1879-1958) au début du XX^{e} siècle, passée inaperçue à son époque.

On note que les gaz à effet de serre sont plus concentrés lorsqu'il fait chaud, et moins lors des périodes glaciaires. On note également, tout à droite figure 11, l'augmentation des concentrations de CO_2, CH_4 et N_2O au-delà des valeurs habituelles des nombreux millénaires précédents.

Alors, est-ce que les activités humaines peuvent modifier les concentrations atmosphériques en GES ou bien est-ce qu'une évolution naturelle du climat agit sur la concentration de ces gaz ?

La corrélation entre température terrestre et concentration de CO_2 est frappante mais en observant finement les temps fournis par les carottes glaciaires antarctiques, on remarque que les variations de CO_2 suivent les changements de température d'environ 600 à 1000 ans. Dans les périodes passées, la hausse du CO_2 était une conséquence et non une cause des variations.

En effet, la sortie des périodes glaciaires s'explique par un changement de l'orbite terrestre (cycles de Milanković) modifiant la distribution de l'ensoleillement à la surface de la Terre. Ainsi à certaines périodes, l'Arctique est plus exposé au rayonnement solaire, il se réchauffe entraînant une fonte des glaces de l'hémisphère nord. Le sol et l'océan renvoyant moins les rayons du soleil que la glace ou la neige, l'albédo de la Terre diminue, le réchauffement du climat est amplifié. Avec un apport

massif d'eau douce, dû à la fonte des glaces de l'hémisphère nord, la circulation de l'océan Atlantique est affaiblie. En effet, l'eau douce de fonte glaciaire ne plonge pas comme l'eau salée, ralentissant le « tapis roulant océanique ». Le ralentissement de la circulation océanique a pour conséquence de priver les hautes latitudes de la chaleur venue des Tropiques tandis que l'Antarctique se réchauffe, comme l'océan austral, la solubilité du CO_2 dans l'eau diminue ce qui conduit les océans à relâcher plus de CO_2 dans l'atmosphère. Le dioxyde de carbone réchauffe alors uniformément la planète, finalisant la sortie de l'ère glaciaire [13].

La période dans laquelle nous vivons est une période interglaciaire. Commencée il y a environ 19 000 ans, elle a généré une hausse moyenne des températures de 5°C et l'élévation d'une centaine de mètres du niveau de la mer. Ce réchauffement fut en moyenne, sur les 19 000 années, moins rapide que lors du dernier siècle et demi et la hausse des concentrations des gaz à effet de serre bat actuellement des records (figure 11).

Le 5^{ième} rapport du GIEC (2014) montre que la température moyenne mondiale (terre et océans) a augmenté de 0,85°C entre 1880 et 2012 (comme on le voit figures 12 et 13 issues de travaux de la NASA). Chacune des trois décennies (1981-1990, 1991-2000, 2001-2010) était plus chaude que la précédente et globalement que toutes les autres décennies depuis 1850. La décennie 2001-2010 a été la plus chaude de toutes les décennies depuis 1850. La période 1983-2012 a probablement été la plus chaude depuis 1400 ans. Depuis les années 1950, le nombre moyen de journées et nuits froides a diminué et le nombre moyen de journées et nuits chaudes a augmenté. De plus la fréquence des vagues de chaleur a augmenté en Europe, en Asie, ou encore en Australie. Le volume de la cryosphère[16] est en diminution constante (figure 14). Les calottes glaciaires ont perdu en volume depuis les années 1990 et la fonte s'accélère. Les pertes du Groenland sont passées de 34 Gt/an pour la décennie 1992-2001 à 215 Gt/an pour la décennie 2002-2011. L'extension de la banquise en Arctique fin septembre a diminué d'environ 11% par décennie entre 1979 et 2012 (figure 15). Le réchauffement des 75 premiers mètres des océans est de +0,44°C en 40 ans, le niveau des mers monte : entre 1901 et 2010, il a augmenté de 19 cm, la hausse moyenne était de 1,7 mm/an, mais elle a été de 3,2 mm/an entre 1993 et 2010 [18].

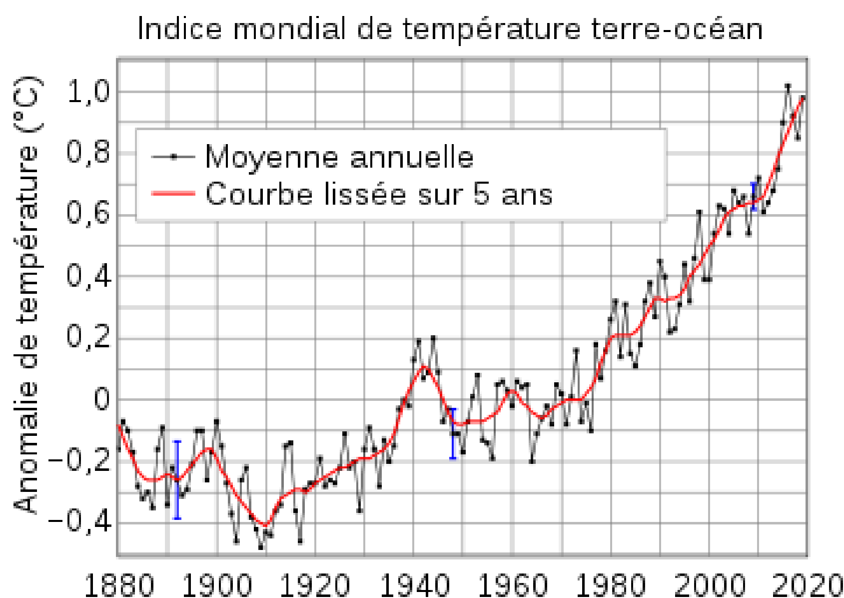


Figure 12 : Évolution de la température moyenne annuelle de la Terre de 1880 à 2020. La courbe en rouge est une moyenne glissante de cinq ans et fait ressortir les variations décennales du climat, source [19]

---

[16] Toutes les parties de la Terre où l'eau est à l'état solide : calottes glaciaires, banquises, lacs et rivières gelés, glaciers, pergélisol, …

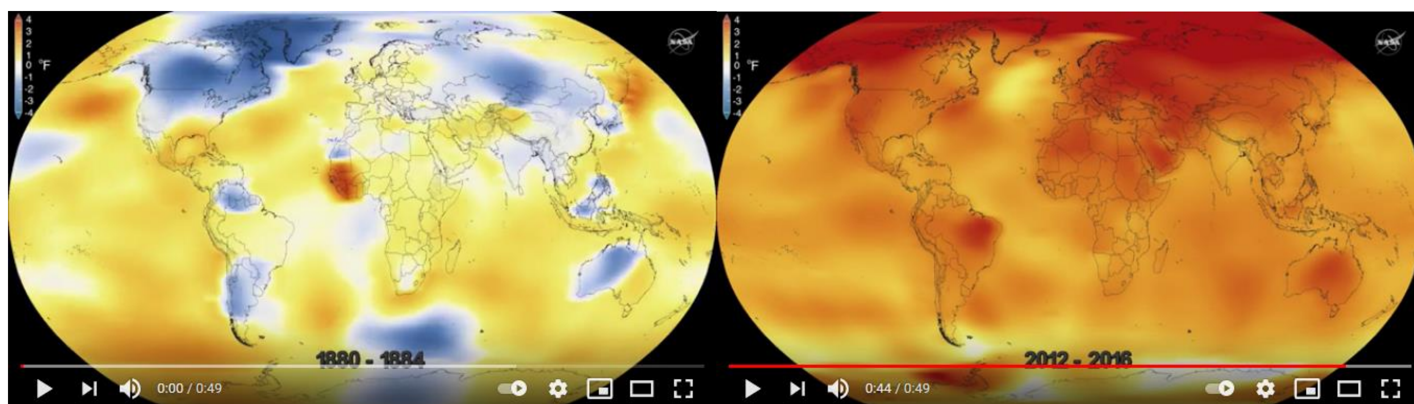


Figure 13 : Évolution des températures de 1880 à 2016 (échelle en °F), images extraites d'une animation de moins d'une minute publiée par la NASA, à gauche période 1880-1884, à droite 2012-2016, source [20]

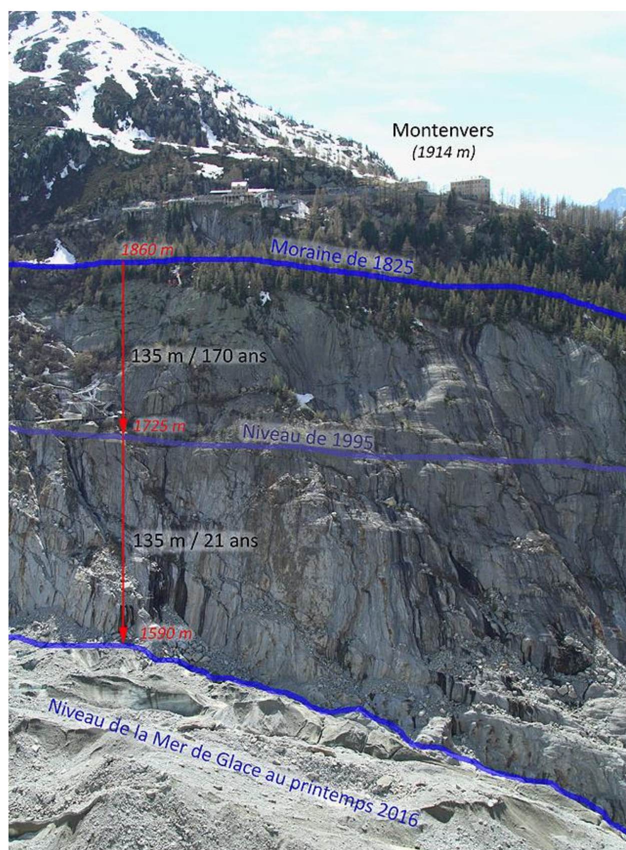


Figure 14 : Fonte de la Mer de Glace de 1860 à 2016 au niveau de Montenvers (arrivée du chemin de fer à crémaillère depuis Chamonix, Haute-Savoie). De 1825 à 1995, le glacier s'est abaissé de 135 m en 170 ans, soit une fonte moyenne de 0,8 m/an. De 1995 à 2016, en 21 ans, le même abaissement de 135 m du glacier se constate, soit une fonte moyenne de 6,4 m/an, source [21]

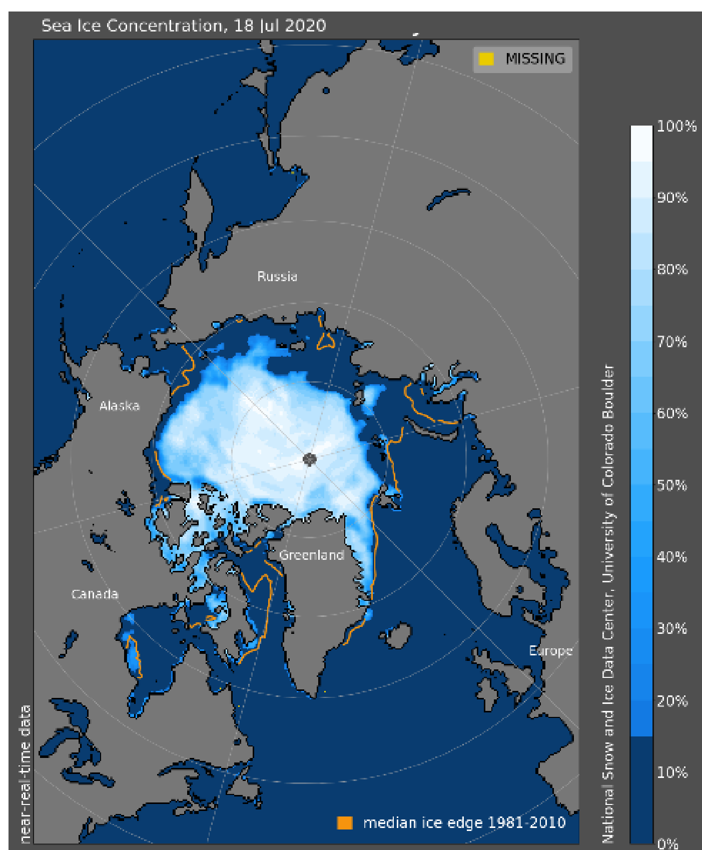


Figure 15 : Vue satellite de la glace de mer sur l'Océan Arctique au 18 juillet 2020. La navigation est complètement libre de glaces du côté de la Sibérie et sur la côte Ouest du Groenland, source [22]

5 – Comment sont calculées les prévisions de réchauffement climatique ?

Le réchauffement climatique est donc déjà mesurable et visible par ses conséquences (recul de la banquise, épisodes caniculaires, précipitations plus rares mais aussi plus violentes localement, feux de forêts, assèchement de rivières, montée des eaux, etc.).

Les simulations climatiques expliquent des variations de température entre l'an 1400 (environ) et 1950 lorsqu'elles sont basées sur les éléments naturels (éruptions volcaniques, variations solaires).

Cependant depuis 1950, ces variations de température ne sont explicables que si les activités humaines sont intégrées dans les simulations, elles apparaissent alors comme le principal facteur du réchauffement constaté. Grâce à des modèles scientifiques affinés, le 5e rapport du GIEC n'a jamais été aussi sûr de la responsabilité des activités humaines [18].

5.1 – Des équations pour traduire les lois physiques et les effets des activités humaines

Modéliser le climat est un travail ardu et méticuleux, une entreprise gigantesque qui a commencé à la fin des années 1960. Des lois physiques décrivent des variables d'état comme la température, l'humidité, la pression (…) de la Terre. Il faut aussi modéliser les forçages naturels (soleil, volcanisme) et anthropiques (émissions de gaz à effet de serre, modification des usages des sols). Ces nombreuses variables et leurs évolutions sont modélisées et constituent la base des modèles numériques. Il s'agit de résoudre les équations des écoulements fluides sur toute la planète, en trois dimensions avec un maximum de détails [23].

La terre et son atmosphère sont modélisées en mailles élémentaires. Figure 16 se trouve un exemple de maillage réalisé en 2019 conjointement par le CNRS, le CEA et Météo France sur des modèles de climat développés par l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) et par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) associé au Centre européen de recherche et de formation avancée en calcul scientifique (Cerfacs).

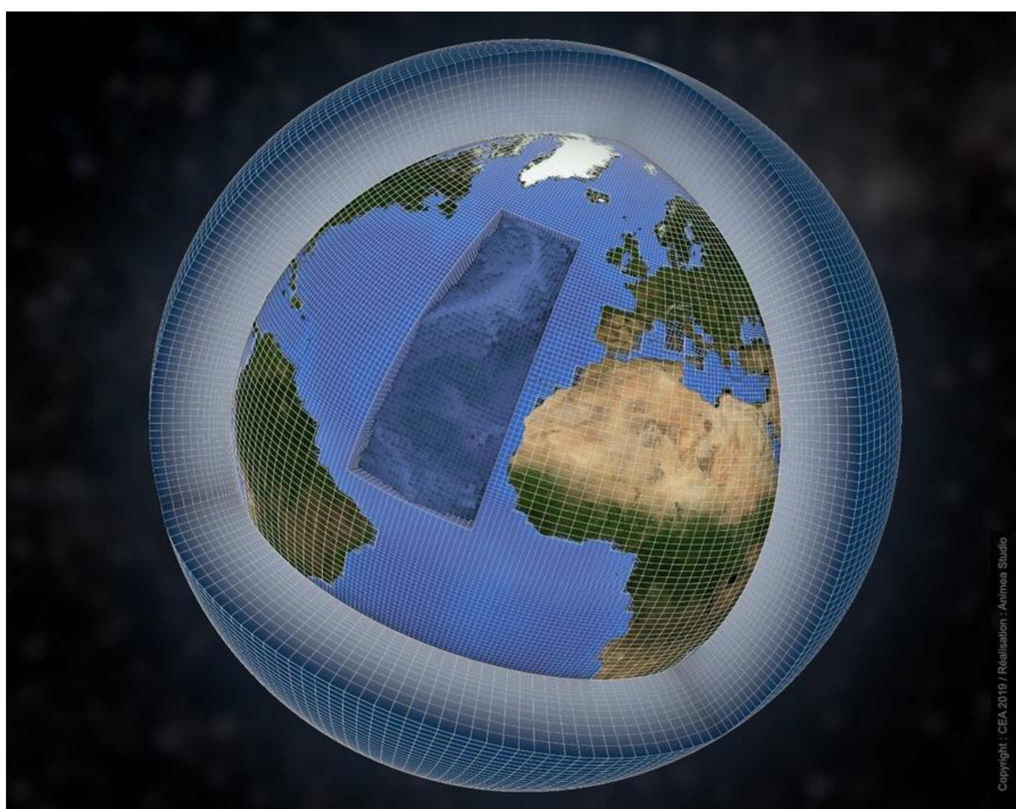


Figure 16 : Chaque composante du système couplé Terre/atmosphère est maillée (cubes de 100 à 150 km), source [24]

L'évolution de chaque maille est calculée en faisant un bilan d'énergie et de matière tenant compte des échanges avec les mailles voisines. De nombreux paramètres doivent être pris en compte, comme la couverture nuageuse dans l'atmosphère qui absorbe ou réfléchit l'énergie solaire, la végétation produisant l'oxygène et l'absorption du dioxyde de carbone, la topographie pour son rôle majeur dans le cycle de l'eau via les rivières et les précipitations, ou encore les activités humaines modifiant la topographie et générant des gaz à effet de serre. Les océans, avec leur rôle majeur dans le transport et la répartition de la chaleur, sont également maillés, les courants

marins, les différences de température, de salinité peuvent alors être pris en compte tout comme l'activité biologique (micro-organisme fixant le carbone) [23].

Sur la base du modèle qui a nécessité déjà de longs mois ou années de travail, la simulation numérique peut alors être lancée sur des supercalculateurs qui travaillent en parallèle. À chaque pas de temps, il s'agit de résoudre des systèmes à milliers d'équations couplées. Le long temps de calcul est fonction du pas de temps et de la durée de simulation souhaitée. De nombreuses données issues des calculs, permettront d'obtenir des cartes, graphiques, statistiques qui permettront aux chercheurs de comprendre la complexité du système climatique. Ces résultats permettent également une visualisation des résultats bien utile auprès des non-spécialistes. Il est donc également nécessaire d'avoir une capacité importante de stockage des données.

5.2 – Les scénarios de notre avenir

Plusieurs scénarios dit RCP (pour Representative Concentration Pathway ou profils représentatifs d'évolution de concentration) établis par le GIEC modélisent les possibles trajectoires du forçage radiatif. Ces scénarios permettent donc de modéliser le climat futur avec plusieurs hypothèses de concentration des gaz à effet de serre à l'horizon 2100 selon les émissions à venir. Les scénarios sont nommés en fonction de l'augmentation du forçage radiatif qui serait obtenue en 2100 en fonction des politiques de réductions (ou non) mises en place à l'échelle mondiale. Ainsi le scénario RCP2.6 correspond à un forçage de +2,6 W/m^2 par rapport à 1850, et le scénario RCP8.5, correspond à un forçage de +8,5 W/m^2 (tableau 3).

Scénario	Forçage radiatif	Concentration eqCO2 [ppm]
RCP2.6	Pic à **~3 W/m^2** avant 2100 puis déclin	Pic **~490 eqCO_2** en 2100
RCP4.5	**~4,5 W/m^2** au niveau de stabilisation après 2100	**~660 eqCO_2** au niveau de stabilisation après 2100
RCP6.0	**~6 W/m^2** au niveau de stabilisation après 2100	**~850 eqCO_2** au niveau de stabilisation après 2100
RCP8.5	**>8,5 W/m^2** après 2100	**>1370 eqCO_2** en 2100

Tableau 3 : Quelques chiffres des quatre scénarios RCP, source [25]

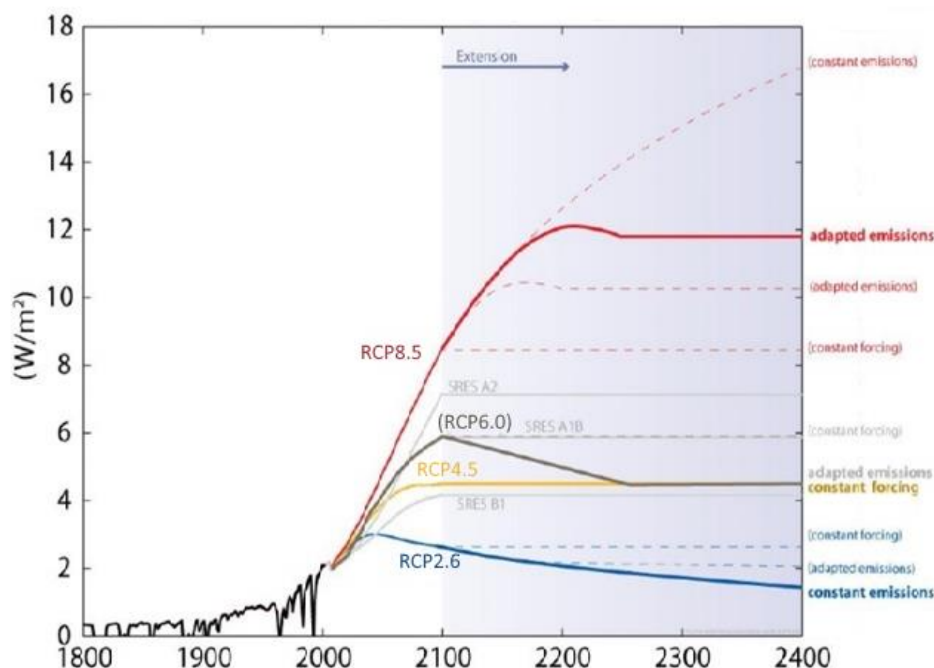


Figure 17 : Évolution du forçage radiatif selon les quatre scénarios RCP, source [26]

Le scénario RCP2.6 est un scénario à très faibles émissions avec un point culminant avant 2050, c'est le scénario le plus optimiste (figure 17). Le scénario RCP4.5 est un scénario avec, avant la fin

de XXI^e siècle, stabilisation des émissions à un niveau faible, le scénario RCP6.0 suppose une stabilisation des émissions à un niveau moyen avant la fin du XXI^e siècle. Enfin le RCP8.5 est le scénario le plus pessimiste, les émissions continuent d'augmenter au rythme actuel. Ces trajectoires dépendront des politiques énergétiques mises en œuvre mondialement pour lutter contre le changement climatique à l'échelle locale et globale.

Plusieurs études de modélisation montrent l'existence d'une réaction amplifiant le phénomène de couplage entre changement climatique et cycle du carbone. La quantité de CO_2 anthropique qui peut être absorbée par les puits de carbone naturels (océan et biosphère continentale) est étroitement liée au climat. Ainsi lorsque le climat se réchauffe, les puits sont de moins en moins efficaces pour pomper du carbone. Les évolutions du climat et du CO_2 atmosphérique doivent donc être simulées de manière couplée, ce qui est réalisé dans les simulations les plus récentes, et quel que soit le scénario projeté, les puits sont de moins en moins efficaces. Les émissions de carbone compatibles (figure 18) pour chaque scénario correspondent aux émissions anthropiques *autorisées*, c'est-à-dire permettant de reproduire l'évolution imposée du CO_2 atmosphérique. Les calculer permet d'établir des scénarios d'émissions compatibles, eux-mêmes ensuite utilisés par les modèles socio-économiques. Ainsi pour suivre la trajectoire du scénario RCP2.6 (en bleu figure 18), et limiter le réchauffement à 2°C, il faudrait rapidement diminuer les émissions anthropiques, et atteindre des **émissions négatives**, autrement dit, il faut une action anthropique permettant de prélever directement du CO_2 de l'atmosphère d'ici la fin du XIX^e siècle et pas seulement diminuer ou arrêter les émissions [27].

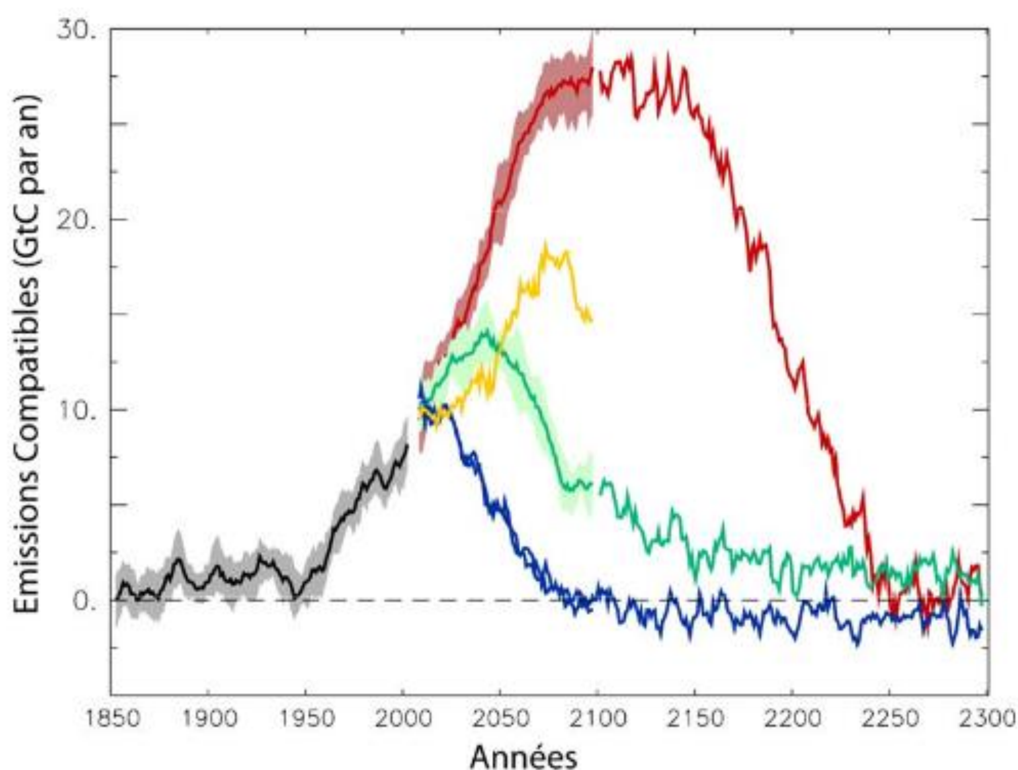


Figure 18 : Émissions de CO_2 compatibles avec les concentrations de CO_2 imposées soit par les données avant 2005, soit par les différents scénarios RCP sur la période 2006-2300 : RCP2.6 en bleu, RCP4.5 en vert, RCP6.0 en jaune et RCP8.5 en rouge, source © Laurent Bopp (LSCE/IPSL, CNRS/CEA/UVSQ) [27]

5.3 – Les climats du futur et les effets

Le système Terre subit une variabilité naturelle (variabilité solaire et volcanisme), à toutes les échelles de temps en l'absence même de variation des forçages anthropiques. Cette variabilité se cumule au changement dû aux gaz à effet de serre et pour les prochaines décennies, il est important d'en tenir compte. Pour valider les modèles, des prévisions rétrospectives du climat ont été faites

afin de pouvoir quantifier la capacité à reproduire la variabilité passée et estimer la prévisibilité du système climatique futur [27].

Sur la figure 19, on observe l'**évolution de la température moyenne** à la surface de la Terre mesurée, courbe noire, et calculée par deux modèles. Les courbes bleues ne prennent en compte que les facteurs naturels c'est-à-dire la variabilité du soleil et l'activité volcanique. Les courbes orange prennent également en compte les facteurs d'origine humaine, c'est-à-dire l'augmentation des gaz à effet de serre et la modification de concentration des aérosols. Il est alors parfaitement clair que **la réponse aux seuls facteurs naturels ne permet pas d'expliquer le réchauffement moyen constaté à partir de la seconde moitié du 20e siècle**.

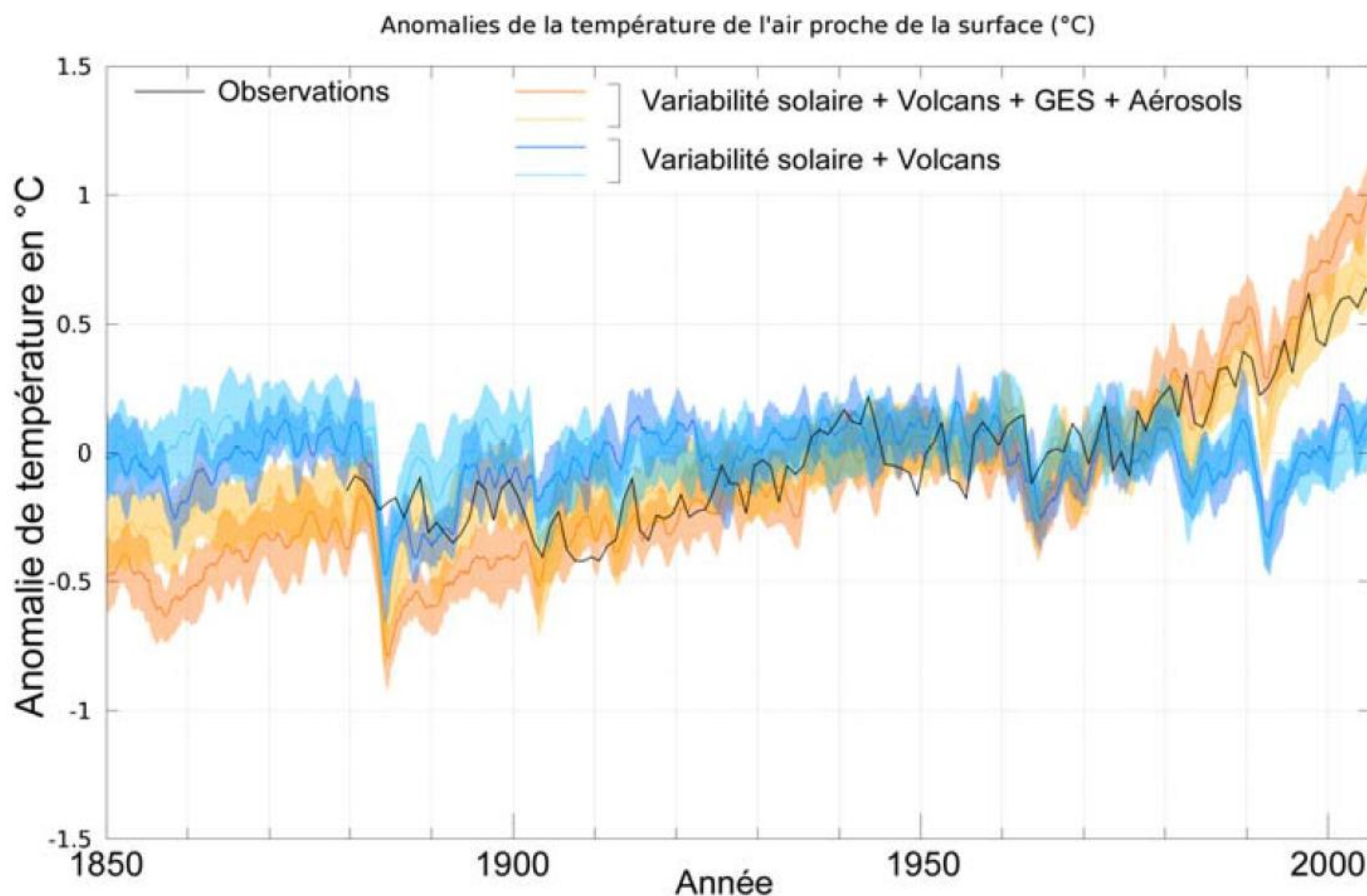


Figure 19 : Évolution de la température moyenne à la surface de la Terre de 1850 à 2005 mesurée (courbe noire) et calculée par les modèles du CNRM-CERFACS (traits clairs) et de l'IPSL (traits foncés). Courbes bleues : ne tiennent compte que des facteurs naturels, courbes orange : ajout des facteurs anthropiques, source © Patrick Brockmann (LSCE/IPSL, CEA/CNRS/UVSQ) [27]

Des simulations identiques sont alors réalisées pour une projection vers le futur, 2100 et même 2300. Sur la période déjà passée, les facteurs naturels et humains sont pris en compte et on observe une bonne corrélation (figure 20) des simulations (courbes grises) avec les mesures observées (courbe noire). Les projections futures dépendent ensuite du choix des scénarios RCP (courbes bleue, verte, jaune et rouge) et du modèle choisi (le modèle de l'IPSL projette un réchauffement d'environ 0,4 à 1°C plus important que le modèle du CNRM-CERFACS à l'horizon 2100) [27].

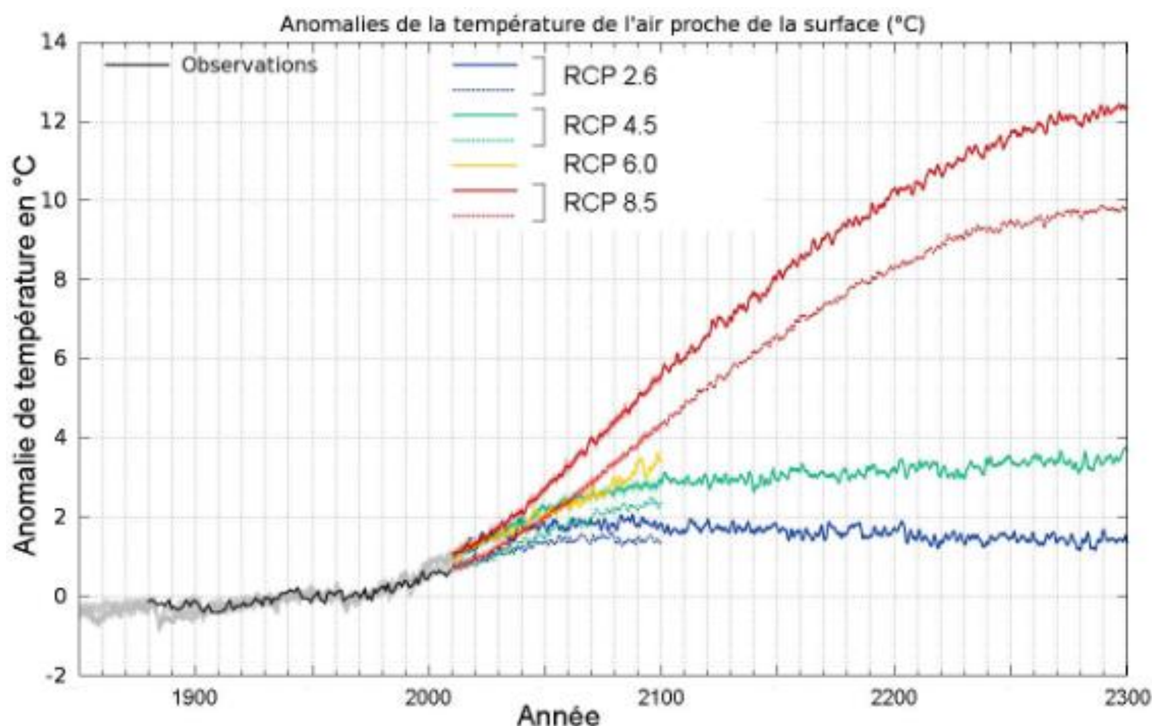


Figure 20 : Évolution de la température moyenne à la surface de la Terre de 1850 à 2300 par rapport à la moyenne des années 1901-2000 mesurée (courbe noire) et calculée par les modèles du CNRM-CERFACS (traits clairs) et de l'IPSL (traits foncés) et pour les différents scénarios RCP, source © Patrick Brockmann (LSCE/IPSL, CEA/CNRS/UVSQ) [27]

À la fin du XXIe siècle, l'augmentation probable de **la température** à la surface de la Terre, sera au minimum de 1,5°C par rapport à 1850, et il est fort probable qu'elle dépassera 2°C (hormis pour le scénario RCP2.6). À l'exception du scénario le plus optimiste, le réchauffement se poursuivra au-delà de 2100.

Dans un avenir proche, 2035, en prenant l'hypothèse d'aucune activité volcanique importante ni de changement séculaire solaire, l'augmentation par rapport à la période 1986-2005 sera probablement comprise entre 0,3 et 0,7°C. Sur l'horizon de fin de siècle (2081-2100) et toujours par rapport à la même période, l'augmentation de la température moyenne à la surface de la Terre serait probablement de 0,3 à 0,7°C pour le scénario RCP2.6, 1,1 à 2,6°C pour le scénario RCP4.5, 1,4 à 3,1°C pour le scénario RCP6.5 et enfin 2,6 à 4,8°C pour le scénario RCP8.5. Il s'agit de valeurs moyennes à la surface de la Terre. Cependant, l'Arctique se réchauffera plus rapidement que l'ensemble du globe, et le réchauffement moyen sera plus important à la surface des continents qu'à la surface des océans (figure 21) [28].

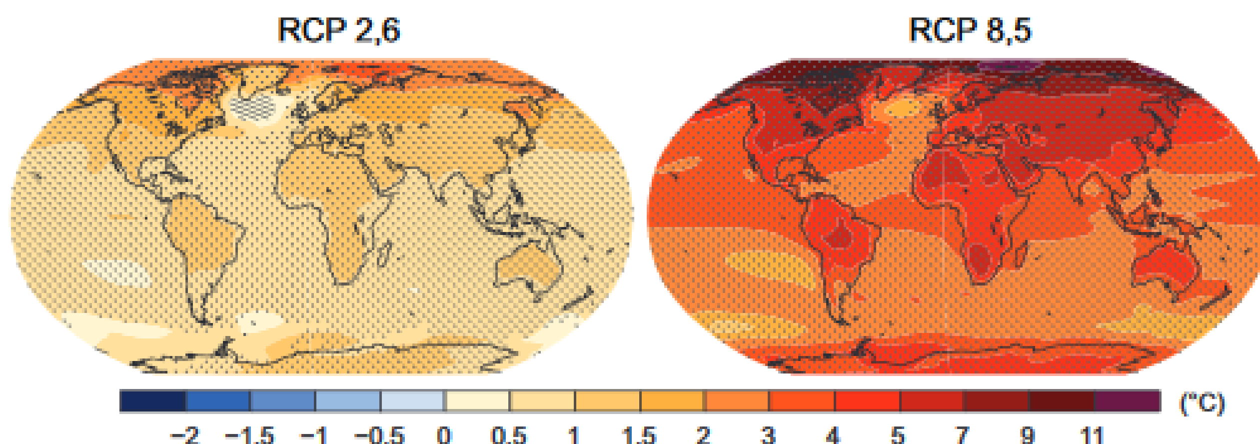


Figure 21 : Évolution de la température moyenne en surface entre la période 1986-2005 et la période 2081-2100 pour les deux scénarios extrêmes RCP2.6 et RCP8.5, source [28]

Le cycle mondial de l'eau subira également des changements au cours du XXI^{e} siècle. Ces changements ne seront pas uniformes sur la surface de la Terre. Le contraste des précipitations entres les régions sèches et humides devrait être plus important, comme le contraste entre saisons sèche et humide qui devrait également augmenter, et les contrastes seront de valeurs différentes selon le scénario (figure 22). Liés à l'augmentation de la température moyenne en surface, à la fin du XXI^{e} siècle, les épisodes de précipitations extrêmes seront très probablement plus intenses et plus fréquents sur les continents des moyennes latitudes et dans les régions tropicales humides. Les régions subissant les régimes de mousson devraient s'étendre, les dates de début pourraient être plus précoces, il est probable que les dates de fin soient plus tardives, augmentant ainsi la durée de la saison de mousson [28].

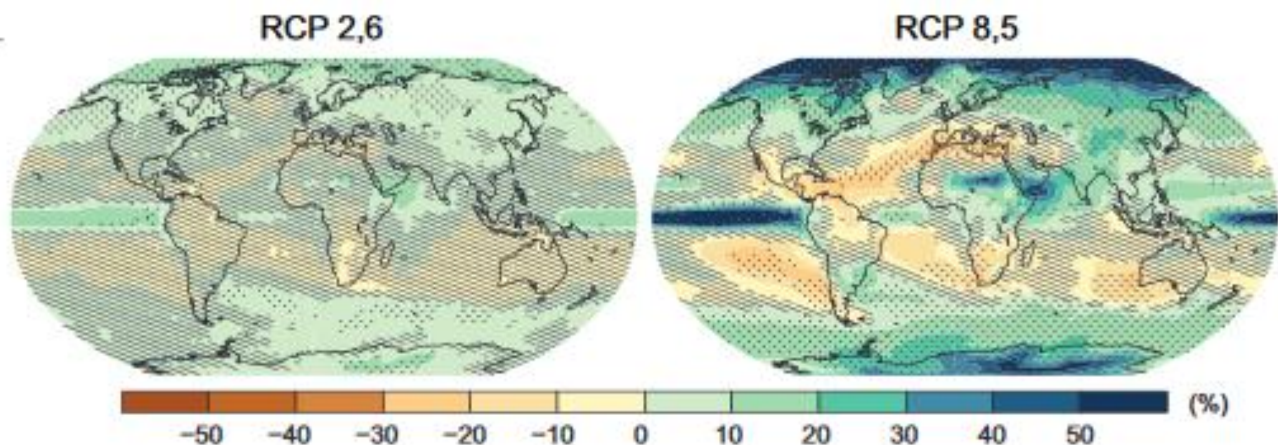


Figure 22 : Évolution des précipitations moyennes entre la période 1986-2005 et la période 2081-2100 pour les deux scénarios extrêmes RCP2.6 et RCP8.5, source [28]

L'océan continuera à se réchauffer tout au long du XXI^{e} siècle au niveau mondial, même s'il devrait y avoir des différences entre les régions. Globalement la chaleur absorbée à la surface, pénètrera dans l'océan profond, ce qui devrait perturber la circulation océanique. Un réchauffement plus important devrait concerner l'océan superficiel des régions tropicales et subtropicales de l'hémisphère Nord. L'océan Austral devrait subir un réchauffement en profondeur plus prononcé. La circulation thermohaline, circulation océanique engendrée par les différences de densité de l'eau de mer, sera perturbée, en particulier la circulation océanique de retournement de l'Atlantique (AMOC) qui devrait probablement s'affaiblir au cours de ce siècle.

L'élévation du niveau moyen des mers (figure 23) continuera son augmentation dans des proportions qui dépendent des scénarios mais elle sera de toute façon plus rapide que celle observée entre 1971 et 2010. Par rapport à la période 1986-2005, la période 2016-2065 devrait voir le niveau moyen des mers augmenter de 0,17 à 0,32m pour le scénario RCP2.6, 0,19 à 0,33m pour le scénario RCP4.5, 0,18 à 0,32m pour le scénario RCP6.5 et 0,22 à 0,38m pour le scénario RCP8.5. À l'horizon de la fin du siècle (2081-2100), l'élévation moyenne du niveau des mers continue son augmentation quel que soit le scénario : de 0,26 à 0,55m pour le scénario RCP2.6, 0,32 à 0,63m pour le scénario RCP4.5, 0,33 à 0,63m pour le scénario RCP6.5 et enfin 0,45 à 0,82m pour le scénario RCP8.5 [28].

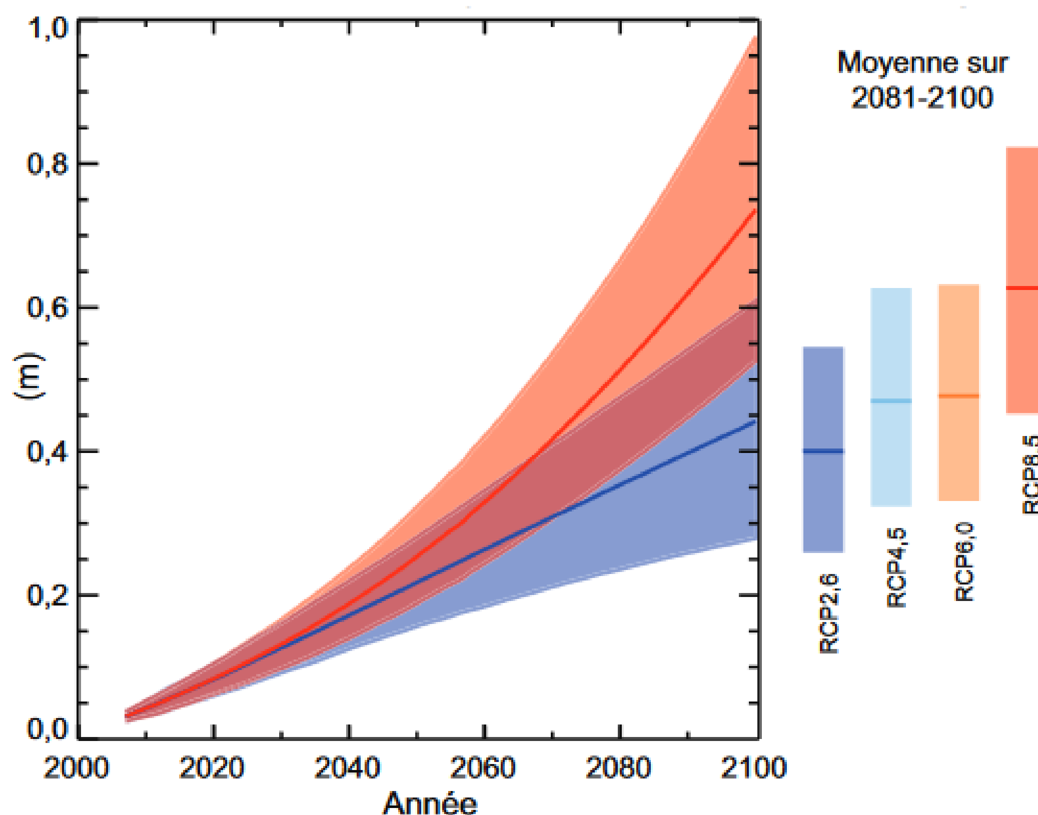


Figure 23 : Évolution du niveau moyen des mers à l'échelle du globe entre la période 1986-2005 et la période 2081-2100 pour les deux scénarios extrêmes RCP2.6 et RCP8.5, source [28]

La dilatation des océans contribuerait à hauteur de 30 à 55% à la hausse totale du niveau des mers. La contribution de la fonte des glaciers serait de 15 à 35%. L'augmentation de la fonte superficielle de la calotte du Groenland devrait être dominante par rapport à l'augmentation des précipitations neigeuses, entraînant une hausse du niveau futur des mers. Sur la calotte de l'Antarctique, la fonte en surface resterait faible et les précipitations neigeuses augmenteraient ce qui devrait aller dans le sens d'une baisse du niveau futur des mers [28].

L'étendue de la banquise (figure 24), quel que soit le scénario, diminuera toute l'année à la fin du XXI^e siècle. En septembre, la diminution serait comprise entre 4% pour le scénario RCP2.6 et 94% pour le RCP8.5. En février, elle serait comprise entre 8% pour le scénario RCP2.6 et 34% pour le RCP8.5.

Le volume total des glaciers à l'horizon de la fin du XXI^e siècle diminuerait de 15 à 55% pour le scénario RCP2.6 et de 35 à 85% pour le scénario RCP8.5. Toujours à l'horizon de la fin du XXI^e siècle, **la surface du manteau neigeux** de l'hémisphère Nord au printemps diminuerait de 7% pour le scénario RCP2.6 et de 25 % pour le RCP8.5.

L'étendue du **pergélisol de surface** (jusqu'à 3,5 m de profondeur) diminuerait dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord : vers la fin du XXI^e siècle, la superficie du pergélisol de surface diminuerait de 37% pour le scénario RCP2.6 à 81% pour le RCP8.5 [28].

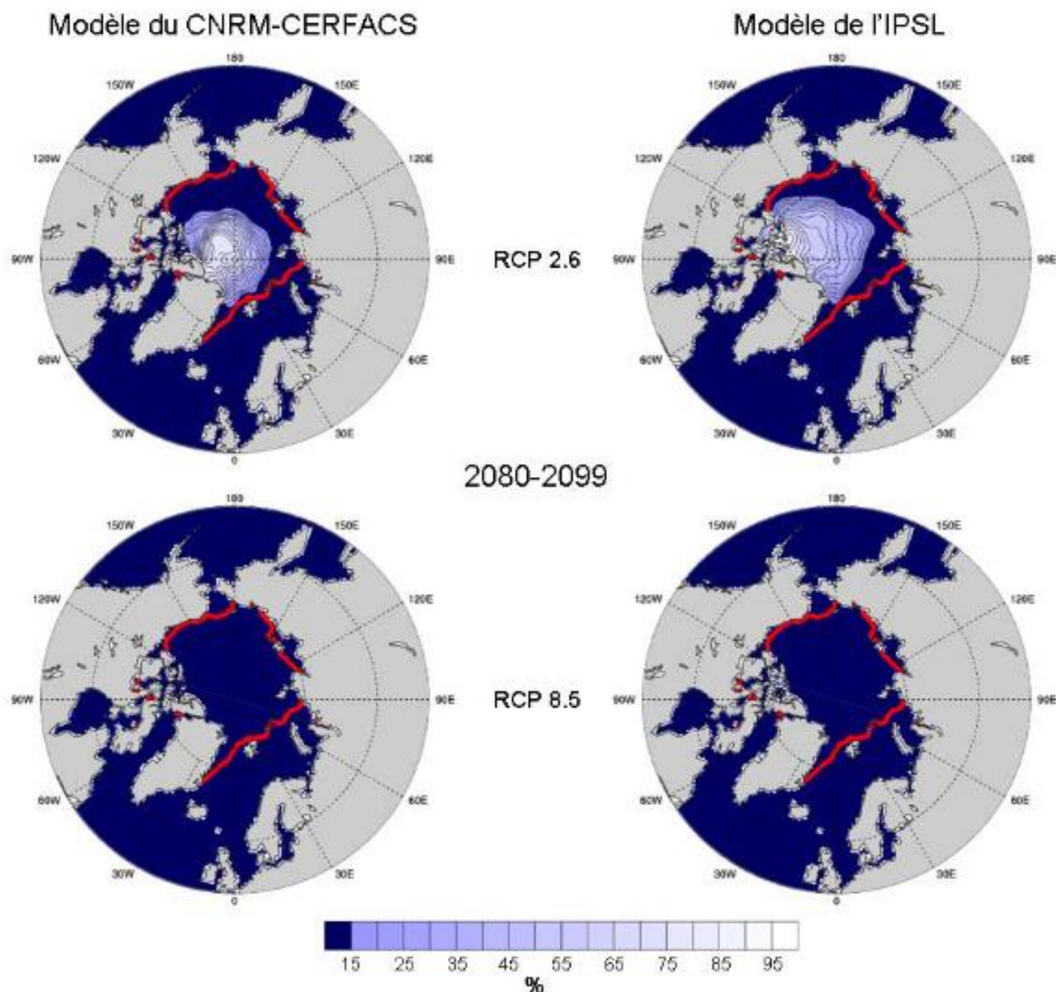


Figure 24 : Pourcentage de l'océan couvert par la glace pour la banquise arctique en septembre (lorsque la glace de mer est à son minimum d'extension) pour 2080-2099 (à gauche modèle du CNRM-CERFACS, à droite modèle de l'IPSL) : en haut simulation pour le scénario RCP2.6, en bas simulation pour le scénario RCP8.5. Le trait rouge signale l'extension moyenne de la première décennie du XXIe siècle de la banquise arctique pendant le mois de septembre, source © David Salas y Melia (CNRM-GAME, Météo-France / CNRS) [27]

Comme nous l'avons déjà évoqué, le changement climatique impactera les processus du cycle du carbone, ce qui devrait amplifier l'accroissement du CO_2 atmosphérique. L'océan continuera d'absorber le CO_2 anthropique, son **acidification** s'amplifiera quel soit le scénario (figure 25) : la baisse du pH de l'océan de surface vers la fin du XXIe siècle serait de 0,06 à 0,07 pour le scénario RCP2.6, de 0,14 à 0,15 pour le scénario RCP4.5, de 0,20 à 0,21 pour le scénario RCP6.0 et de 0,30 à 0,32 pour le scénario RCP8.5 [28].

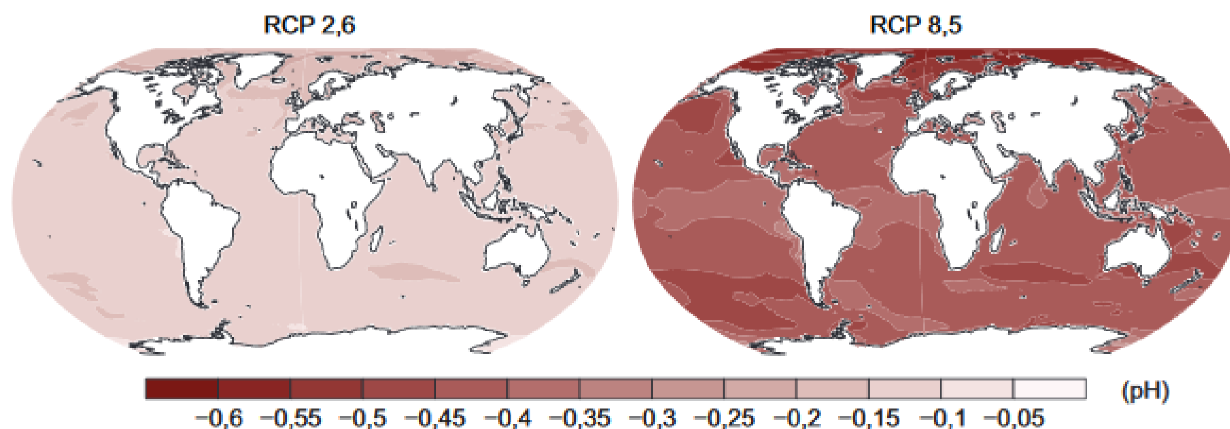


Figure 25 : Évolution du pH de la surface des océans entre la période 1986-2005 et la période 2081-2100 pour les deux scénarios extrêmes RCP2.6 et RCP8.5, source [28]

On comprend aisément pourquoi l'expression *réchauffement climatique* a glissé vers la terminologie *dérèglement climatique*.

5.4 – Stabilisation du climat, inertie du changement climatique et irréversibilité

Le cumul des émissions de CO_2 et autres gaz à effet de serre détermine la moyenne mondiale du réchauffement en surface vers la fin du XXI^{e} siècle et au-delà. Plus spécifiquement, la relation entre le total des émissions de CO_2 cumulées et la moyenne globale de la température de surface de la Terre est approximativement linéaire (figure 26). On doit comprendre que même si les émissions de CO_2 sont arrêtées, la plupart des caractéristiques du changement climatique persisteront pendant de nombreux siècles. En effet, l'inertie du changement climatique est considérable, de l'ordre de plusieurs siècles, et elle est due aux émissions de CO_2 passées, actuelles et futures.

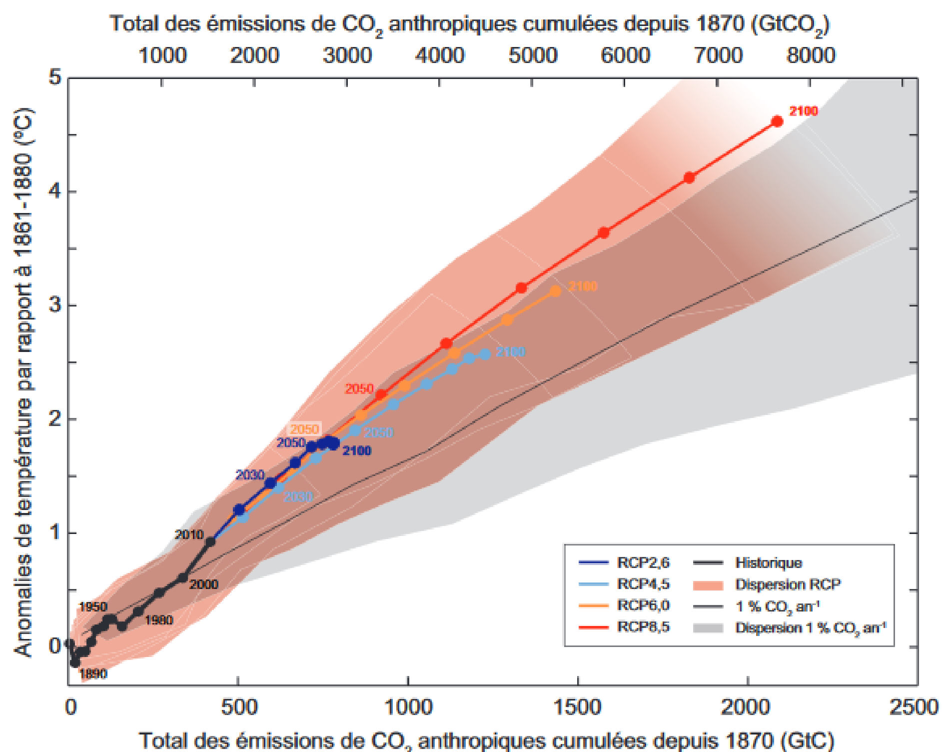


Figure 26 : Augmentation de la température moyenne à la surface du globe en fonction du total des émissions de CO_2 cumulées dans le monde à partir de plusieurs sources de données. Les résultats de différents modèles de climat et cycle du carbone pour chaque scénario RCP jusqu'en 2100 sont représentés par des lignes de couleur et des moyennes décennales (points). Les résultats de modèles sur la période historique (1860-2010) sont indiqués en noir. La zone en couleur orangée représente la dispersion des différents modèles pour les quatre scénarios RCP. La fine ligne noire et la bande grise associée correspondent à des modèles ne tenant pas compte des forçages additionnels autres que CO_2, source [28]

En dehors d'une élimination nette considérable de CO_2 atmosphérique sur une longue période, la majeure partie du réchauffement climatique d'origine anthropique lié aux émissions de CO_2 est irréversible, et ce, sur des périodes très longues (de plusieurs siècles à plusieurs millénaires). Les températures en surface devraient rester relativement constantes et à des niveaux élevés pendant plusieurs siècles après la fin des émissions anthropiques de CO_2. Le réchauffement océanique devrait se poursuivre également sur plusieurs siècles. En fonction du scénario RCP, de 15 à 40% du CO_2 émis restera dans l'atmosphère pendant plus de 1 000 ans [28].

L'élévation du niveau des mers devrait se poursuivre après 2100. La hausse du niveau des mers due à la dilatation thermique devrait continuer durant des siècles. Il existe des résultats issus de modélisations au-delà de 2100, qui indiquent que par rapport au niveau préindustriel, l'élévation du niveau moyen des mers en 2300 devrait être de moins de 1m pour un forçage radiatif associé à

une concentration de CO_2 du scénario RCP2.6 (passage par un pic puis diminution et stabilisation en dessous de 500 ppm). Pour un forçage radiatif décrit dans le scénario RCP8.5, l'élévation projetée varie de 1 à 3m. Une élévation plus marquée du niveau des mers pourrait être due à la perte de masse continue par les calottes glaciaires. Cette perte de masse pourrait être irréversible. Les simulations estiment qu'un réchauffement continu supérieur à un seuil (au-dessus des niveaux préindustriels) provoquerait la disparition quasi complète de la calotte du Groenland en environ un millénaire. Cette fonte entraînerait une hausse du niveau moyen des mers pouvant atteindre jusqu'à 7m. Les estimations actuelles indiquent que ce seuil de réchauffement moyen du globe par rapport aux niveaux préindustriels serait supérieur à environ 1°C et inférieur à environ 4°C. [28].

Des méthodes sont proposées visant à contrer le changement climatique. Citons les méthodes d'élimination du dioxyde de carbone (ou Carbon Dioxide Removal, CDR) comme par exemple les processus technologiques de filtrage et de capture du CO_2 lors des émissions industrielles puis leur stockage sous terre, ou le reboisement à grand échelle pour stocker le carbone dans la biomasse et le sol. Ces méthodes de type CDR, souvent décrites comme des sources *d'émissions négatives* ou des *puits*, présentent des limitations biogéochimiques et technologiques quant à leur potentiel à grande échelle. Les connaissances pour quantifier dans quelle mesure les émissions de CO_2 pourraient être réduites grâce au CDR à l'échelle du siècle ne sont pas encore matures. D'autres techniques ont été évoquées comme la gestion du rayonnement solaire (Solar Radiation Management, SRM) qui ont pour objectif de réduire la quantité de rayonnement solaire atteignant la surface de la Terre, elles ne modifient pas la concentration de CO_2 dans l'atmosphère. Ces méthodes de SRM, si elles sont réalisables (injection d'aérosols dans la stratosphère mais aussi miroirs spéciaux pour réfléchir le rayonnement !), auraient pour but de compenser une augmentation de la température de la Terre, mais elles modifieraient également le cycle mondial de l'eau et ne réduiraient pas l'acidification des océans. Et si la SRM venait à prendre fin la température moyenne de la surface du globe augmenterait très rapidement jusqu'à atteindre des valeurs correspondant au forçage dû aux gaz à effet de serre.

La solution la plus évidente est dans un premier temps une réduction notable des émissions de gaz à effet de serre, chacun à son échelle doit pouvoir y réfléchir et agir. Le GIEC continue ses travaux et le 6^{e} rapport sera finalisé en 2022 à temps pour le premier bilan mondial prévu au titre de la CCNUCC (Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques). Les pays pourront alors évaluer les pas réalisés vers l'objectif de contenir le réchauffement mondial en deçà de 2°C, voire de limiter la hausse des températures à 1,5°C.

Références :

[1]: Effet de serre et réchauffement climatique : l'essentiel, CEA, mars 2016, https://www.cea.fr/comprendre/Pages/climat-environnement/questions-sur-l-effet-de-serre.aspx?Type=Chapitre&numero=1

[2]: Jens Juel — Bibliothèque de Genève, Domaine public, https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=6921681

[3]: Louis Léopold Boilly — https://www.gettyimages.com.au/license/169251384, Domaine public, https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=3308441

[4]: Définitions, Futura Planète, consulté octobre en 2021, https://www.futura-sciences.com/planete/definitions/

[5]: Infrarouge, wikipédia, consulté octobre en 2021,https://fr.wikipedia.org/wiki/Infrarouge

[6]: Original téléversé par Degreen sur Wikipédia allemand.Improved Baba66 (opt Perhelion) on request;En. translation LocustaFr. translation Eric BajartNl. translation BoH — Transféré de de.wikipedia à Commons, CC BY-SA 2.0 de,
https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=10287551

[7]: Glossaire, GIEC 2013,
https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/08/WGI_AR5_glossary_FR.pdf

[8]: Rapport accepté par le Groupe de travail I du Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat mais non approuvé dans le détail, Résumé technique, consulté octobre en 2021,https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/05/ar4-wg1-ts-fr.pdf

[9] : RT.2.4 forçage radiatif dû à l'activité solaire et aux éruptions volcaniques, IPCC, consulté en octobre 2021, https://archive.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/fr/tssts-2-4.html

[10]: Earth's Energy Imbalance: Confirmation and Implications, J. Hansen and al., Science, juin 2005, https://pubs.giss.nasa.gov/docs/2005/2005_Hansen_ha00110y.pdf

[11]: World Meteorological Organization, WMO Greenhouse Gas Bulletin, novembre 2020,
https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=10437

[12]: Expliquer avec réalisme la variabilité du climat, Jean-Louis Pinault, consulté en octobre 2021, https://climatorealiste.com/co2-anthropique/

[13]: Effet de serre et réchauffement climatique, J. Lorck, global-climat, consulté octobre en 2021,https://global-climat.com/effet-de-serre-et-rechauffement-climatique/

[14]: By NASA, Robert Rohde -
http://earthobservatory.nasa.gov/Features/EnergyBalance/page7.php
NASA Earth Observatory, Public Domain,
https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=32288093

[15]: 5e rapport du GIEC sur les changements climatiques et leur évolutions futures, partie 3 : atténuation des changements climatiques, avril 2014, http://leclimatchange.fr/attenuations-des-changements/

[16]: La Terre chauffe-t-elle ? G. Lambert, EDP Sciences, janvier 2001

[17]: Changes in the carbon cycle, NASA, consulté octobre en 2021,
https://earthobservatory.nasa.gov/features/CarbonCycle/page4.php

[18]: 5e rapport du GIEC sur les changements climatiques et leur évolutions futures, partie 1 : les éléments scientifiques, septembre 2013, http://leclimatchange.fr/les-elements-scientifiques/

[19]: NASA Goddard Institute for Space Studies — https://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs_v4/, Domaine public, https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=24363898

[20]: Nasa scientists track global temperature changes, l'évolution des températures sur Terre de 1880 à 2016, consulté en octobre 2021, https://www.youtube.com/watch?v=lK5TeG9HNeo

[21]: Glaciations, Géologie-montblanc.fr, M. Petetin, consulté en octobre 2021,
http://www.geologie-montblanc.fr/glaciations.html

[22]: La banquise Arctique accélère son déclin, Le monde, juillet 2020, https://www.lemonde.fr/blog/huet/2020/07/20/la-banquise-arctique-accelere-son-declin/

[23]: Prévoir les changements climatiques à 10 ans, le nouveau défi des climatologues, E. Guilyardi, J. Mignot, The conversation, septembre 2017, https://theconversation.com/prevoir-les-changements-climatiques-a-10-ans-le-nouveau-defi-des-climatologues-68448

[24]: Comment calcule-t-on l'ampleur du réchauffement climatique ? O1Net, septembre 2019, global-climat, https://www.01net.com/actualites/comment-calcule-t-on-l-ampleur-du-rechauffement-climatique-1771392.html

[25]: Les scénarios RCP, Ministère de la transition écologique, consulté octobre en 2021, http://www.drias-climat.fr/accompagnement/sections/175

[26]: Dossier sur le climat futur, consulté octobre en 2021, https://www.clubmeteo.fsejmoulinbeziers.fr/clim_p3.php

[27]: Changement climatique : les nouvelles simulations françaises pour le prochain rapport du GIEC, Février 2012, http://www2.cnrs.fr/sites/communique/fichier/dossierpressecmip_vdef_1.pdf

[28]: Changements climatiques 2013, les éléments scientifiques, résumé à l'intention des décideurs, https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/WG1AR5_SummaryVolume_FINAL_FRENCH.pdf